©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Die jungtektonischen Vorgänge im steirischen Becken

Von A. Winkler v. Hermaden

Mit 4 Textabbildungen auf 2 Beilagen

(Vorgelegt in der Sitzung am 21. Juni 1951)

Vorbemerkung.

Das steirische Becken umfaßt die östlichen, größtenteils unter jungtertiären Sedimenten begrabenen Schollen der Zentralalpen, welche im Westen und Nordwesten von den kristallinen Randbergen der Koralpe, Stubalpe und Gleinalpe, im Norden von dem vorwiegend altpaläozoischen Grazer Bergland und von den kristallinen Massiven des Masenbergs und des Rabenwaldes begrenzt werden, während seine nordöstliche Ausbuchtung, die Friedberg—Pinkafelder Teilbucht, an ihrer Nord- und Nordostflanke vom Kristallin des Wechsels und jenem der anschließenden Buckligen Welt, von dem Serpentinbergland von Bernstein und von der paläozoischen Schieferinsel von Rechnitz („Günser Horst" nach E. Suess) umschlossen wird. Im Südwesten bildet der altmiozäne Radelkamm und seine Fortsetzung, der kristalline-paläozoische-mesozoische Höhenrücken des Poßruck—Remschnigg, im Osten die paläozoische „südburgenländische Schwelle", die einem nur unvollkommenen Abschluß gegen die pannonische Bucht entspricht, den Randsaum. Im Südosten steht das steirische Becken mit der südlichen Kleinen ungarischen Ebene in offener Verbindung.

Über die Jungtektonik des steirischen Beckens liegen aus früheren Zeiten der geologischen Erforschung nur wenige Angaben vor. So wurde von R. Hörnes (1903), in Anlehnung an die Auffassungen von E. Suess über die Entstehung des Wiener Beckens, auch die steirische Bucht als mittelmiozäner „Ein-

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

bruch" gedeutet. In den Jahren 1913 und 1914 stellte ich das Vorhandensein einer, auf weite Erstreckung verfolgbaren, das steirische Becken in seiner Mitte durchziehenden, WNW—ONO streichenden, im oststeirischen Vulkangebiet nach SO und S umbiegenden jungen Flexurfest, welche an dem Absinken der sarmatischen Schichten, die einer Großwölbung zugehören, nordwärts und nordostwärts unter pannonische Ablagerungen sich deutlich markiert. In diesen Studien wurde ferner auf eine Anzahl jüngerer, zum Teil postpannonischer Brüche im oststeirischen Vulkangebiete und in der südweststeirischen Teilbucht verwiesen. — W. Petrascheck hat 1924 auf junge Faltungen in dem Gebiet der westlichen Windischen Büheln (SW-Teil der steirischen Bucht) hingewiesen und die diskordante Auflagerung der tortonischen Leithakalke auf vorher gefaltete Schliermergel angegeben. Ich habe in späteren Arbeiten (1926, 1929, 1938, 1939, 1940 a, 1944) die jungen Faltenzüge näher festzulegen versucht und sie zum Teil auf bestimmte tektonische Teilphasen aufgeteilt.

Es soll nun im folgenden eine knappe Zusammenfassung der bisherigen Ergebnisse über die Jungtektonik des steirischen Beckens — unter Hinzufügung neuer erzielter Ergebnisse —, eine Darlegung der zeitlichen Einordnung der tektonischen Vorgänge und eine solche über die Bedeutung der Bewegungsvorgänge gegeben werden.

1. Savische Bewegungen im steirischen Becken und in dessen Randzonen.

a) Voraquitane Teilphase. Aus Feststellungen in den untersteirischen Savefalten geht hervor, daß schon der ältestmiozänen („wahrscheinlich aquitanen") Transgression eine Phase der savischen Orogenese vorausgegangen war. Nach F. Tellers Darstellung (1898) lagern die von ihm in die obersten Sotzkaschichten eingeordneten grobklastischen Schichten des Mißlingtales, am SW-Saum des Bachers, ausgesprochen diskordant über den feinkörnig ausgebildeten, produktiven Sotzkaschichten, so daß zwischen beiden eine tektonische Bewegungsphase (Winkler-Hermaden 1913) anzunehmen ist. Dieselbe dürfte auch am Südsaum des steirischen Beckens (Drausynklinale, Poßruck, Koralpensüdfuß) vor dem Übergreifen der wahrscheinlich aquitanen „basalen marinen Mergel" (Winkler-[Hermaden] 1913 a, 1928 a)[1] und vor jenem der als ihre zeitlichen

[1] Für ein tiefstmiozänes (aquitanisches ?) Alter der „basalen marinen Mergel und Sandsteine" spricht, nach freundlicher Mitteilung von

Äquivalente im Westen angesehenen „Süßwasserschichten von Sankt Lorenzen“ in der Senke zwischen Koralpe—Poßruck und Bachern zum Ausdruck kommen.

b) Vorburdigale Bewegungsphase. Im Profil des Hügellandes von Saldenhofen (Vuženice) und in jenem bei Hohenmauthen (Muta) im Draudurchbruch bilden Blockschotter (Wildbachschotter) das Hangende der aus Tonen, Tuffiten, Sanden und Feinkiesen gebildeten „Schichtserie von St. Lorenzen“, welch letztere, wie schon angegeben, mutmaßlich aquitanischen Alters ist[2]. Diese Grobschotterbedeckung enthält ein Blockwerk, das hauptsächlich von Koralpenkristallin gebildet wird. Die eingefaltete und eingebrochene Sedimentfolge der „Serie von St. Lorenzen“ fällt im Raum westlich von Saldenhofen, mitsamt ihren Hangendschottern, gegen Westen-Südwesten ein, nach welcher Richtung hin die groben Schuttmassen auflagern. Das schroffe Einsetzen der Grobsedimentation kann als Anzeichen einer, wahrscheinlich spät bis unmittelbar nachaquitanen Bewegungsphase angesehen werden. Sind schon in den Schichten von St. Lorenzen mächtige Dazittufflager eingeschaltet, so erscheint die Bildung der Grobschotter noch von Dazitintrusionen überdauert, welche, wie die Aufschlüsse bei Trofin zeigen, in letztere eingedrungen sind (Winkler-Hermaden 1928).

Die Schichtserie von St. Lorenzen, insbesondere auch die sandig-tonigen Ablagerungen im Raum nördlich und nordwestlich von Mahrenberg (Marenberg), die ich dieser zuzähle, lassen eine auffällig stärkere tektonische Beanspruchung (Cleavage, Verruschelung und Verdrückung), also offensichtlich kräftigere Deformationen, als die auflagernden, ins Burdigal gestellten Radelwildbachschotter erkennen. Ich vermute, daß in den genannten Erscheinungen eine zweite savische Teilphase, mit Faltungen und Schuppungen verknüpft, zum Ausdruck kommt, welche auch in einer „Diskordanz“ unterhalb des Radelschotters angedeutet wird. Sie wäre spät-nachaquitanisch und vorburdigalisch.

c) Als unmittelbare Begleit- und Folgeerschei-

O. Liebus (†), das Auftreten von Foraminiferen in Proben aus diesen Schichten, welche an Typen aus dem Oberoligozänflysch der Westkarpathen erinnern. Sie enthalten mächtigere Züge von biotitreichen tuffitischen Sandsteinen eingeschaltet, von gleichem Aussehen wie jene in den „Schichten von St. Lorenzen“, auf die ich schon 1913 (a) verwiesen hatte und welche vor einigen Jahren in ihrem Verlauf genauer festgelegt wurden.

[2] A. Kieslinger (1936) hat eine abweichende Altersdeutung für die genannten Schichten vertreten, indem er sie den „helvetischen“ Eibiswalder Schichten gleichgesetzt hat.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

nung dieser Bewegungsphase, und zwar letztere in Form einer postorogenetischen Hebung, betrachte ich die Aufschüttung der Radelblockschotter, welche Wildbach-, Gehängeschutt-, Muren- und Bergsturzablagerungen umfassen (F. Rolle 1857, J. Sölch 1913, A. Kieslinger 1928, Winkler-Hermaden 1929). Ihre Mächtigkeit kann maximal auf etwa 1000 m geschätzt werden. Ihr Auftreten läßt sich nur unter der Annahme einer gleichzeitigen kräftigen Schollenbewegung an einer bedeutenden Störungslinie oder Zone erklären, wodurch ein gewaltiger Transport von Material (mit bis hausgroßen Einschlüssen) in die Wege geleitet wurde und der Schutt in einer gleichzeitig sich ausbildenden Senke aufgestapelt werden konnte (vgl. die Detailprofile bei Winkler-Hermaden 1929).

Diese beiden Teilphasen der savischen Orogenese müssen, wenigstens in bestimmten Zonen der östlichen Zentralalpen, schroffere Reliefformen erzeugt haben, welche in der Lage waren, so bedeutende Sedimentanhäufungen zu liefern.

2. Der prätortonische Faltenbau im südlichen steirischen Becken.

Der Bereich des südlichen steirischen Beckens ist im Gefolge mittelmiozäner („steirischer") Faltungen noch in intensiver Weise von tangentialen Bewegungen betroffen worden. Eine scharfe Abgrenzung des steirischen Schollenlandes von den jungen südalpinen Faltenzonen zwischen Drau und Save erscheint bei dieser Sachlage (bei Beurteilung nach der prämittelmiozänen Tertiärtektonik) schwierig, da junge, intramiozäne Faltungen noch tiefer in diese eingegriffen haben. Sie haben einen reicher gliederbaren Falten- und Gewölbebau geschaffen (Beilage 1).

Der SO-Pfeiler der südöstlichen Zentralalpen, der Bachern, bildet das südlichste tektonische Element (A. 1). Das Altkristallin-Granitmassiv wurde im Gefolge der steirischen Faltung zu einem breiten Gewölbebau zusammengebogen, an dessen Nordflügel helvetische Schlierschichten und Süßwasserschichten von St. Lorenzen bzw. „basale marine Mergel und Sandsteine" in steiler, zum Teil saigerer Schichtstellung erscheinen, während an der Südflanke in Schuppen gelegte, mittelsteil gegen Süden einfallende oberoligozäne und ältermiozäne Schichten den bedeutenden Einfluß dieser intermiozänen Orogenese erkennen lassen. Diese gestörten altmiozänen Ablagerungen werden südlich des Bachern von nur schwächer zusammengebogenen tortonischen Sedimenten bedeckt (Beilage 2, Abb. 1).

Die tiefe Drausynklinale (S. 1), mit saiger aufgerichteten Schliermergeln und steiler gefalteten (aquitanischen?) „Schichten von St. Lorenzen“ im Kern, trennt das Bachergewölbe von der ähnlich gebauten Poßruckaufwölbung (A. 2). An dieser letzteren steht der steil aufgerichteten Schichtfolge am Südflügel ein mittelsteiles Einfallen des Miozäns am Nordflügel gegenüber.

Eine weitere Synklinale, jene von Oberkappel (S. 2), welche im Kern Schliermergel, Eibiswalder Schichten und Radelschotter erkennen läßt, trennt das Poßruckgewölbe von einer schmalen, aber sehr ausgeprägten Auffaltung, welche dem Höhenzug des Radelbergs (1049 m)—Remschnigg (900 m) entspricht (A. 3). Ihre Achse wird von Kristallin gebildet, das an den beiderseitigen Flanken Reste einer paläozoischen, mesozoischen und miozänen Auflagerung aufzeigt. Hiebei greifen, der Reihe nach von Westen nach Osten, Radel-Wildbachschotter und vermutlich burdigale untere Eibiswalder Schichten, mittlere und obere (helvetische) Eibiswalder Süßwasserschichten, Arnfelser Konglomerate und helvetischer Schlier transgredierend vor. Die miozänen Sedimente sind allenthalben mehr oder minder steil aufgerichtet und weisen Neigungen von 30—60° auf. Ostwärts sinkt der alte Kern der Falte im Raum von Leutschach unter den Miozänmantel hinab; die Falte läßt sich aber noch eine Strecke weit ostwärts im Jungtertiär verfolgen, bis sie unter übergreifende Schichten der obersten (oberhelvetischen-alttortonischen?) Schlierfolge absinkt.

Am Nordflügel taucht die Remschnigg—Radel-Antiklinale zu einer tiefen und breiten Einmuldung ab, welche den Raum zwischen der erstgenannten und der flacheren und breiteren Aufwölbung des paläozoischen Sausalschieferberglandes (bei und westlich von Leibnitz) (S. 3 bis S. 5) einnimmt. Im W sind es ältermiozäne „höhere Eibiswalder Schichten“, im O (gegen die Mur zu) darübergelagerte „Arnfelser Konglomerate“, „Hauptschlier“ und dessen sandige Äquivalente („Leutschacher Sande“) sowie oberhelvetische (ältesttortonische?) Schlierablagerungen bzw. deren grobklastische Äquivalente („Kreuzbergschotter“), welche diese große Einmuldung auffüllen. Innerhalb der letzteren lassen sich aber, im Bereich des in den Murtalboden mündenden Gamlitztals, sowie nördlich und südlich davon, zwei Teilantiklinalen im Schlier (S. 5) feststellen, die ich als Gamlitzer und als Wagnaantiklinale bezeichne. Die erstere ist an den Schlieraufschlüssen bei Markt Gamlitz selbst feststellbar, die letztere von mir an den Hängen am Sulmflusse, südlich von Leibnitz (zwischen Seggauberg und der Ziegelei

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Wagna), beobachtet worden. Die zwischen der Gamlitzer Antiklinale und der verlängerten Radel—Remschnigg-Falte befindliche Teilsynklinale wird als „Urlsynklinale", jene zwischen der Gamlitzer Auffaltung und der Wagnaantiklinale als Gamlitzer Mulde bezeichnet (Beilage 2, Abb. 1). Die letztere wird bei Retznei (bei Ehrenhausen) von einem streichenden Bruch zerschnitten, an welchem Schliermergel nordwärts gegen Leithakalk abstoßen. Am Saum des Sausal selbst ist eine weitere Einmuldung angedeutet, welche die Wagnaantiklinale von dem nördlichen Schiefergewölbe trennt.

Als nördlichstes Glied dieses Faltenbaues ist schließlich die breite Wölbung des Sausalberglandes (A. 6) anzusehen. Daß diese — soweit es sich um die intramiozäne Tektonik handelt — tatsächlich eine faltige Aufwölbung erfahren hat[3], geht schon aus dem seinerzeit von mir festgestellten, starken tektonischen Abfallen der „Kreuzbergschotter" an ihrem Südsaum (bei Großglein) hervor[4] und auch aus Beobachtungen an der Nordflanke des Sausals (westlich von Obertillmitsch). In diesem letzteren Bereich wurden aufgerichtete Schliermergel am Schiefergrundgebirge festgestellt, die diskordant von den Leithakalken des Tortons bedeckt werden.

Dieser gesamte Faltenbau ist im wesentlichen vortortonisch, wie aus der schon seinerzeit von W. Petraschek (1924) und von mir (1926, 1929) beschriebenen, diskordanten Auflagerung der Leithakalke über verschiedene Schlierhorizonte hervorgeht.

Diese Bewegungen der steirischen Faltenphase lassen sich noch weiter gliedern. Nach W. Petraschek wären zwei Teilphasen zu unterscheiden, aus eigenen Beobachtungen ergeben sich deren drei:

a) Die Arnfelser Konglomerate (im Hangenden der wahrscheinlich unterhelvetischen[5] höheren Eibiswalder Schichten) überdecken bereits, wie an der Gesamtlagerung der Schichtkomplexe

[3] Bezüglich der tortonischen-nachtortonischen Entwicklung ergibt die Beurteilung jedoch einen anderen Sachverhalt: Verschüttung eines intramiozän (prätortonisch) entstandenen Reliefs und teilweise Wiederaufdeckung desselben im Pliozän.

[4] Dagegen stoßen im östlichen Teil der Sausalsüdflanke (bei Leibnitz) die Schlierschichten des Nordflügels der Wagnaantiklinale ersichtlich bruchförmig am paläozoischen Schiefer ab.

[5] Aus den tiefsten Lagen (Eibiswalder Flöz) soll ein Rest von Brachyodus onoideus stammen (Fundrest in der Sammlung der Montanistischen Hochschule Leoben), so daß diese vielleicht schon burdigalen Alters sind (W. Petraschek 1937).

erkennbar ist, einen Wellenbau der Eibiswalder Schichten. Danach war der Aufschüttung des Arnfelser Schuttkegels (Deltas) schon eine erste (schwache) Faltungsphase vorausgegangen.

Bei Marburg an der Drau zeigen tiefe Lagen des (helvetischen) Hauptschliers ausgedehnte Grobschotterzüge, sowohl im Raum nordnordöstlich von Gams (Kanka) als auch in jenem an der Südbahnlinie nördlich von Marburg (Maribor). An der letztgenannten Örtlichkeit weisen sie in der Ziegelei von Leithersberg große Blockeinschlüsse, darunter Riesenquarze, auf. Der Schlier läßt — trotz Schrägstellung und bruchförmiger Zerstückelung (Beilage 2, Abb. 2) — gegenüber der steiler gelagerten, durch eine N—S-Störung von ihm getrennten Serie der (aquitanen?) „basalen marinen Mergel und Sandsteine", welche am Ostabfall des Poßrucks vom Kristallin absinken, flachere Schichtneigungen erkennen. Ich erblicke in diesem Lagerungsbild offensichtlich die Anzeichen für eine Diskordanz zwischen „basalen marinen Mergeln und Sandsteinen" und dem Schlier[6]; sowie in der Einschaltung der Grob- und Blockschotter in basalen Lagen des letzteren ebenfalls Hinweise für eine erste steirische Bewegungsphase bzw. für dieser unmittelbar nachfolgende Schollenbewegungen.

b) Die über dem Hauptschlier gelagerten Kreuzbergschotter bzw. die obere Schlierfolge, in welche sie seitlich übergehen, sind, wie die Profile im Raum von Arnfels, Leutschach und östlich davon erkennen lassen, durch eine Winkeldiskordanz vom steiler aufgerichteten Hauptschlier getrennt (Beilage 2, Abb. 1). Die „Kreuzbergschotter" bzw. der oberste Schlier, welche im Raum zwischen Remschnigg und Sausal in einer breiten Mulde lagern. müssen aber schon eine erosiv herausgearbeitete Reliefeinkerbung ausgefüllt haben, da sie, bei großer Mächtigkeit, seitlich rasch auskeilen. Nachträglich wurde diese Zone in der nächsten steirischen Teilphase noch zusammengebogen.

Diese Schotterserie der „Kreuzbergschotter", ein gewaltiger. grober Schotterhaufen, aus Geröllmaterial von Randkristallin und Paläozoikum aufgebaut, scheint nicht unmittelbar als orogenetisches Sediment anzusehen zu sein, wohl aber einer nachorogenetischen Hebung dieser Teilphase zuzugehören, welche auch mit dem Aufleben vulkanischer Aktivität

[6] Am Vordernberg bei Marburg (Maribor) konnte ich an der Grenze von „basalen marinen Mergeln" und „Hauptschlier" im Jahre 1927, an einem seither verfallenen Aufschluß, grobe Blockschotter mit großen Einschlüssen von Daziten und von Tonmergeln vom Aussehen jener der „basalen marinen Mergel" beobachten, gleichfalls ein Hinweis auf eine Diskordanz zwischen beiden.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

(mächtige Tuffitzüge im tieferen Teil!) in unmittelbarer Nachbarschaft in Verbindung steht. In den höheren Lagen zeigt sich eine Vergröberung der Schotterbänke.

Die Winkeldiskordanz zwischen dem Hauptschlier und dem dort besonders tuffitreichen (Winkler-Hermaden 1913, 1944, W. Petrascheck 1941) obersten Schlier konnte auch im Raum nördlich von Marburg an der Drau, insbesondere an der Höhe von Kartschowin, in einwandfreier Weise festgelegt werden. Relativ flach gelagerte Tuffite, an der Basis der oberen Schlier, greifen deutlich diskordant über steiler geneigte, geröllführende sandige Mergel des Hauptschliers über und lassen auch die Unabhängigkeit beider Schichtserien voneinander erkennen. (Aufschlüsse südlich der Kapellenkuppe K. 425); alles Anzeichen für eine zweite „steirische" Faltungsphase! (Beilage 2, Abb. 2).

c) Noch flacher gelagert und in Form einer nur schwach geneigten Platte greifen die tortonischen Leithakonglomerate (an der Basis der Leithakalke) und die im O darunter hervortretenden Sande über den oberen Schliermergel bzw. über die Kreuzbergkonglomerate hinweg. Diese, durch eine dritte Teilphase der steirischen Orogenese bewirkte Diskordanz markiert sich auch in dem Auftreten eines ausgesprochenen, an eine breite Erosionsrinne geknüpften Blockschotterhorizonts („Urler Blockschotter"), der im Hangenden des „oberen Schliers" auftritt. Damals sind, bis auf 30 km vom Koralpensaum entfernt, grobe Schuttkegel in das zurückweichende Meer vorgebaut worden, die ihr Material allerdings teilweise auch dem damals in Zerschneidung begriffenen „Kreuzbergschotter" entnommen haben dürften (Beilage 2, Abb. 1).

Gegen O hin versinkt dieser Faltenbau im Bereiche der mittleren Windischen Büheln unter übergreifende tortonische Sedimente. Seine Intensität nimmt nach O hin ab. Es zeigt sich auch noch dort, an der Auflagerungsgrenze des Tortons auf dem „oberen Schlier", deutlich eine Diskordanz. Ein O—W-Wellenbau versinkt hier unter einer NNW—SSO streichenden tortonischen Auflagerung. Damit ist auch in diesem Bereich die Diskonformität der „oberen sterischen Teilphase" festgelegt.

Die weitere, östliche Verlängerung des besprochenen untersinkenden Faltensystems weist auf das ONO—WSW streichende Großgewölbe des Bakonyer Waldes, wobei das pannonische Hügellandgebiet des Göcsei, zwischen Zala- und Murbereich, die Verbindung andeutet. Noch nördlich der aus den östlichen Südalpenläufern heraufziehenden Faltenäste der Hauptantiklinalen des ungarischen Erdölgebiets von Budafapuszta-

Lispe sind dort im Pannon posthume Faltungen feststellbar (insbesondere die ölführende postpannonische Antiklinale von Hahot und die vor kurzem beschriebenen Faltenwellen bei Zalaapati). Es kann vermutet werden, daß im Untergrunde noch etwas kräftigere, schon in den steirischen Phasen entstandene Faltenzüge des älteren Miozäns die Verbindung zwischen den gegen O auslaufenden „steirischen Faltungen" der Grazer Bucht (Südteil) mit den intramiozänen Strukturen in der Kleinen ungarischen Tiefebene bzw. mit jenen an der Scholle des Bakonyer Waldes herstellen.

3. Die miozäne Einmuldungszone im östlichen und nordöstlichen steirischen Becken und die diese im O begrenzende südburgenländische Schwelle.

Schon das Auftreten von sarmatischen Schichten im Untergrunde bei Fürstenfeld (Einschlüsse in pliozänen Basalttuffen!) und von letztgenannten und marinen Tortonschichten in der Friedberg—Pinkafelder Teilbucht im NO weist darauf hin, daß aus dem Südteil der steirischen Bucht an der Mur eine Depressionszone mit höhermiozäner Senkungsaktivität, in der SSW—NNO-Richtung, aus dem Raum des Deutschen Grabenlandes über jenen bei und westlich von Fürstenfeld in die Ausbuchtung der nordoststeirischen Teilbucht verlief. Die Resultate der Gravimetermessungen haben die Existenz einer, in Teilmulden und Schwellen gliederbaren Muldenzone aufgezeigt, welche im S im Raum nördlich von Mureck einsetzt und dort in der „Mulde von Gnas" ihre spezielle Ausprägung erfährt. Die geophysikalisch festgelegten Depressionszonen im Raum von Fürstenfeld und in der Friedberg—Pinkafelder Bucht, können als das entsprechende Gegenstück in dem nordöstlichen Teilbecken angesehen werden. Die im O dieser Einsenkungen auftretende und letztere begrenzende „südburgenländische Schwelle" (Winkler-Hermaden 1927), die aus auftauchenden paläozoischen Schiefer-, Kalk-, Diabas- und Serpentingesteinen zusammengesetzt wird, zeigt einen dazu parallelen, NNO gerichteten Verlauf. Sie scheidet in weitgehendem Maße das steirische vom pannonischen Becken und umfaßt das Günser Bergland, den Eisenberg am Pinkadurchbruch, die Schollen von Sulz bei Güssing und — südlich der Raab — die „Schieferinsel von Neuhaus—Sankt Georgen" (östlich von Gleichenberg). Diese Zone weist zwei ostwestlich orientierte Eindellungen auf, eine nördliche zwischen Rechnitzer Insel und Eisenberg, eine südliche zwischen Sulzer Klippen und der Schieferinsel östlich von Gleichenberg (Beilage 1).

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Diese östliche Begrenzung der nordoststeirischen Einmuldung und damit auch der West- (WNW-) Rand der „südburgenländischen Schwelle" entspricht, soweit der nachhelvetische Bau in Betracht kommt, keiner tektonischen Störungszone, sondern einem Senkungssaum, an dem in tieferen Niveaus marine, in höheren brackisch-sarmatische und pannonische Sedimente transgredierend übergreifen (vgl. Winkler v. Hermaden 1951, 1927). Die südburgenländische Schwelle ist demnach in den genannten Zeiträumen schrittweise tiefer hinabgebogen und versenkt worden. Tortonische und sarmatische Sedimente treten obertags allerdings nur am südlichen Ausläufer (Schieferinsel Neuhaus—St. Georgen, südlich der Raab) zutage und greifen dort transgredierend am paläozoischen Grundgebirge vor. Am Ostteil letztgenannter Insel und an den übrigen Aufbrüchen dringen allenthalben bereits pannonische Sedimente, und zwar speziell solche des Oberpannons vor. Es ist allerdings nicht ausgemacht, daß die südburgenländische Schwelle nicht auch in Scheitelteilen, wo heute unter dem transgredierenden Oberpannon Sarmat und Torton fehlt, eine teilweise Bedeckung durch letztere aufzuweisen hatte, da die Möglichkeit besteht, daß diese während einer intrapannonischen Denudationsphase der Zerstörung anheimgefallen sind.

Am West- und Nordsaum der nordoststeirischen Einbuchtung treten die tieferen Schichtglieder der jüngeren Beckenfüllung (Torton, Sarmat) mit deutlichen Neigungen am Grundgebirge zutage und zeigen an, daß die denudative Begrenzung überall durch eine Flexur (Aufbiegung des Ablagerungsrandes) bedingt ist.

Bezüglich des Verhaltens der tiefermiozänen (vortortonischen) Beckenfüllung der östlichen Großmulde (Gnas—Pinkafeld) kann nur vermutet werden, daß ihre Schichtfüllung mit ausgesprochenerer tektonischer Begrenzung, vielleicht auch am Saum gegen die südburgenländische Schwelle, am Grundgebirge abstößt (an Brüchen, Flexuren und mit absinkenden Falten). Tatsächlich läßt sich am Nordostsaum, wo diese tieferen Schichtglieder bei Friedberg—Pinkafeld in Form von Blockschottern („Sinnersdorfer Konglomerate"), von schottrig-sandigen Serien und von Breccien („Zöberner Breccie") mit steileren Neigungen (bis etwa 60°) zutage treten, feststellen, daß sie von Brüchen weitgehend zerschnitten sind und von Torton diskordant überdeckt werden (K. Hoffmann 1877, V. Hilber 1893, A. Winkler-Hermaden 1939).

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

4. Die pliozäne Aufwölbung „Windische Büheln—Deutsches Grabenland“ und die zugehörige Einmuldung im Nordteil der steirischen Bucht. (Beilage 1).

Die tektonische Großform, welche die pliozäne Entwicklung des steirischen Beckens (in weiterem Sinne) beherrscht, entspricht der Ausbildung einer großen Aufwölbung, welche nördlich der Mur das „Deutsche Grabenland“ — vom Sausalschiefer-Bergland im W bis zur Schieferinsel Neuhaus—St. Georgen im O — umfaßt und südlich der Mur den Raum der Windischen Büheln, zwischen Mur und Drau — vom Poßruckabfall im W bis an die Luttenberger Senke im O — einschließt. Die Achse der Großfalte liegt, stark nach S gerückt, in der östlichen Fortsetzung der Axialzone des Poßruckgewölbes und prägt sich in den Windischen Büheln am deutlichsten in dem „Sporn von St. Leonhard“ (Sv. Lenart) aus, an welchem tortonische Leithakalke, mit ostwärts gerichteter Spitze, in den Sarmatbereich der östlichen Büheln keilartig vorgreifen. Die Südflanke der Aufwölbung umfaßt jenen von vorgenannter Achse bis zum Drautalboden, reicht aber auch noch in den Untergrund des Pettauer (Ptuier) Feldes hinein; die Nordhälfe der Großwölbung schließt die nördlichen Teile der Windischen Büheln und das Deutsche Grabenland, vom Mur- bis an den Raabbereich, ein. Die vulkanische Berglandschaft von Gleichenberg ist ihm ebenfalls zugehörig. Diese Großfalte ist durch Brüche, sowohl in den Windischen Büheln wie im Deutschen Grabenlande und in dem östlich anschließenden Gleichenberger Vulkangebiet, zerstückelt (Beilage 1; Beilage 2, Abb. 3 a).

In geologischer Hinsicht kommt die Begrenzung dieser Aufwölbung in dem bogenförmig umlaufenden Streichen der die Axialzone ummantelnden Schichten zum Ausdruck. Im besonderen eignet sich der Ausstrich der Grenze Sarmat—Pannon zur Darstellung des Verlaufs der Flexur. Aus dem Raum südlich von Graz (Fernitz) ist sie zunächst in OSO-Richtung bis in den Raum unmittelbar nördlich von Gnas zu verfolgen; dann durch einen Bruch um mehrere Kilometer nach N versetzt. Nordöstlich der trachytischen Gleichenberger Kogel springt sie wieder zurück und läßt sich, zuerst in SO-Richtung, dann in SSO-Verlauf umbiegend, über die Schieferinsel Neuhaus—St. Georgen in den Murtalboden verfolgen. Von dort aus ist sie schließlich — bei SSW-Verlauf — von Oberradkerburg (Gorni Radgona) ins untersteirische Stainztal und — durch einen WNW streichenden Bruch um etwa 1,5 km ostwärts verschoben — in SO-Richtung bis zum Drautalboden bei

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Untertäubling (Spodnji Duplek), halbwegs zwischen Pettau (Ptui) und Marburg, feststellbar. An dieser, hier fixierten Schichtgrenze sinken die obersarmatischen Schichten mit einigen Grad Neigungen unter fast überall konkordant aufgelagerte unterpannonische Congerientegel ein. Dort, wo die Schieferinsel Neuhaus—St. Georgen von dieser flachen Flexur gequert wird, stellen sich etwas stärkere Aufwölbungen ein, was in dem Hervortauchen der alten Schiefergesteine und der tortonischen Leithakalke sowie in etwas größeren Neigungswinkeln der Schichten zum Ausdruck kommt. Im Raum unmittelbar südlich von Mureck ist eine kleine, domförmige, gegen O durch einen Bruch begrenzte, sekundäre Aufwölbung von Torton innerhalb des Sarmats festzustellen, welche auch noch im Profil der benachbarten Tiefbohrung (998 m) von Gosdorf, in dem Fehlen sarmatischer Sedimente, zum Ausdruck gekommen ist.

Innerhalb der oben angegebenen Begrenzung des Grabenlandbereichs werden keine pannonischen Schichten angetroffen.

Das Alter der Grabenland—Windische Büheln-Aufwölbung. Das gesamte Sarmat und die tiefpannonischen Schichten (Lagen mit Melanopsis impressa, Ostracodenmergel Hor., Melanopsissande) nehmen an der großen Aufwölbung noch vollkommen oder zumindestens nahezu vollkommen gleichsinnig Anteil. Wohl konnten wir in den östlichen Windischen Büheln (südlich von Radkersburg) auch schon eine Erosionsdiskordanz zwischen Sarmat und Pannon (Aufarbeitung sarmatischer Kalke vor dem untersten Pannon!) feststellen. Es ist aber fraglich, ob diese schon einer Vorphase in der Gesamtaufwölbung der Großfalte „Windische Büheln—Grabenland" entspricht, da sie nur in einem Teil der Windischen Büheln feststellbar ist und eher auf schwache tangentiale Verbiegungen in dem, den attischen (spätsarmatischen) Falten angenäherten Raum an der Drau zurückgeführt werden kann.

Deutlich und allgemein verbreitet lagert — mit ausgesprochener Winkeldiskordanz — ein wahrscheinlich dem höheren Unterpannon (C. partschi oder C. hörnesi Hor.) zugehöriger Schotter (= Kapfensteiner Schotter) am Saum der Grabenlandaufwölbung meist über unterstem Pannon; stellenweise (Ostflanke der Gleichenberger Kogel) greift er bis auf Sarmat über. Es kann daher vermutet werden, daß schon frühintrapannonische Bewegungen die erste Anlage der Wölbungszone bedingt haben. Zweifellos hat letztere aber noch in nachpannonischer Zeit eine deutliche Ausprägung erfahren, da auch noch höhere pannonische Sedimente von der Verbiegung mitbetroffen worden sind. Dies kommt nicht nur in der 150 m bis 250 m höheren

Lage des „Kapfensteiner Schotterzugs“ am Saum der Aufwölbung (Gleichenberger Kogel), gegenüber seiner Niveaulage in der Axialzone der nördlichen Einmuldung, zum Ausdruck (Winkler v. Hermaden 1949).

Die mittelpliozäne Basaltdecke des Stradener Kogels und ihre basalen „dazischen“ Schotter bedecken am Scheitel der Grabenlandaufwölbung (östlichster Teil) ein prädazisches Erosionsrelief, welches über unterstes Pannon (Ostracodenmergelhorizont und Hangendsande), über Obersarmat und über mittelsarmatische Schichten ungestört übergreift. Dies beweist, daß die Ausbildung der Grabenlandaufwölbung im wesentlichen im mittleren Pliozän schon abgeschlossen war. Da in den nördlichen Ausstrahlungen der Drau—Save-Falten in der Untersteiermark, im Luttenberger Weinbergland, auch noch das Oberpannon von sehr kräftiger Faltung mitergriffen worden ist (mit steiler Schichtaufrichtung), so liegt es nahe, den Hauptanteil an dem Aufwölbungsvorgang an der Großfalte „Grabenland—Windische Büheln“ gleichzeitig, also in spät- und unmittelbar postpannonischer Zeit, anzunehmen. Jüngere Nachbewegungen sind ebenfalls festzustellen. Sie prägen sich im Gleichenberger Eruptivgebiet in der deutlichen Höherschaltung des basaltischen Stradener Rückens und seiner sarmatisch-pannonischen Unterlage in spätpliozäner und postpliozäner Zeit und in dem quartären, nordwärts gerichteten Abdrängen des Raabsystems, von der Aufwölbung weg, aus (siehe S. 53, Beilage 2, Abb. 4 b).

Einer spätpannonischen Verbiegungsphase kann auch das gegen O gerichtete Absinken mittlerer pannonischer Horizonte unter auflagerndes Oberpannon im Raum zwischen Lafnitz, Raab und unterer Mur zugeschrieben werden, das an dem Eintauchen des basaloberpannonischen „Taborer Schotters“, besonders beiderseits des Raabtales im Raum von Jennersdorf — östlich Oberradkersburg, deutlich in Erscheinung tritt.

Die Großeinmuldung im Nordteil des steirischen Beckens (Beilage 2, Abb. 3 a). Zwischen der vorhin erwähnten (nördlichen) Grabenlandflexur und dem Nordsaum des steirischen Beckens erstreckt sich eine, mit mächtigeren pannonischen Sedimenten erfüllte pannonische Einmuldung, welche sich ostwärts erweitert und dann mit der NO-steirischen Einmuldung verschmilzt beziehungsweise sich dieser aufprägt. Diese Einsenkung weist eine Ost—West-Richtung (von Voitsberg im W bis St. Gotthard an der Raab im O) auf. Die Beobachtungen an ihrem N-Saum haben zwischen Graz und Weiz, nach den Feststellungen von H. Hübl (1943) und eigenen Altersfeststellungen,

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

ergeben, daß die hier dem Grundgebirge angelagerten Schichten (kohleführende Ablagerungen von Niederschöckl—Klein-Semmering) wahrscheinlich sarmatischen Alters (Winkler v. Hermaden 1951 a), mit deutlichen Neigungen (4° bis 8°), an einer Randflexur, zum Becken absinken. Daran nehmen auch noch die auflagernden unterpannonischen Schichten gleichsinnig Anteil. Östlich von Weiz konnte ich an den Abfällen des Raasberges ebenfalls das Abfallen der kohleführenden Schichtbänke (mit 4° bis 7° Neigung) feststellen. Am Südabfall des in das Becken vorspringenden kristallinen Rückens von Hohenilz (W. Waagen 1932) wurden sogar Neigungen bis zu 25° im Unterpannon ermittelt. Am Hartberger Gebirgssporn ist ebenfalls das Absinken der sarmatischen und der aufgelagerten unterpannonischen Schichtfolge beckenwärts festzustellen. Wie die verschiedene Höhenlage der sarmatischen Seichtwasserkalke (Niveaudifferenzen — unter Berücksichtigung auch der Bohrungen — von 200 m bis über 400 m!) erkennen läßt, liegen hier nachträgliche Verbiegungen der Schichtfolge, besonders an und in der Nähe des Beckensaums, vor. Schließlich konnte ich im Becken von Pinkafeld, zwischen Pinkafeld, Oberschützen und Tatzmannsdorf, ein verhältnismäßig rasches flexurartiges Absinken der sarmatischen-unterpannonischen Schichten beckenwärts feststellen. Der Nordrand der steirischen Bucht entspricht somit im Jungtertiär einer Flexur, an welcher sarmatische-unterpannonische Schichten südwärts absinken.

In dieser großen, Ost—West streichenden Pannonmulde des nördlichen steirischen Beckens sind bedeutende Sarmat- und insbesondere Pannonmächtigkeiten anzunehmen. Die letzteren können — unter Berücksichtigung auch der bereits abgetragenen Sedimente — im Osten bis auf 600 m geschätzt werden.

5. Eine meridionale „Aufbruchszone" inmitten des nördlichen steirischen Beckens (Beilage 2, Abb. 3b und 3c).

Aus der Gegend südöstlich von Weiz erstreckt sich bis in den Raum östlich und südöstlich von Gleisdorf, auf eine Länge von etwa 15 km, eine Zone, an welcher aus der Umhüllung mittlerer pannonischer Schichten, Obersarmat und Unterpannon emportauchen. Man kann diesen langgestreckten Bereich, da er der Nord—Süd verlaufenden Teilstrecke der Raab zwischen Weiz, Gleisdorf und Kirchberg a. d. R. parallel läuft, als „Raabaufbruch" bezeichnen. Er wird im N (östlich von Weiz) durch eine WSW—ONO verlaufende Störung abgeschlossen, deren Richtung dem

NW-Abfall des kristallinen Kulmmassivs entspricht und auch noch jenseits der Feistritz in einer Pannoneinbuchtung im Grundgebirge des Rabenwalds zum Ausdruck kommt. Auf die Entstehung dieser Aufbruchszone weist das gegen NNO und NO gerichtete stärkere Einfallen der sarmatischen-unterpannonischen Schichten hin (bis zu 8°). Es liegt eine langgestrecke, schräggestellte Scholle vor, welche im W durch Brüche begrenzt wird. An dieser Aufbiegung nehmen die genannten Schichten, wie die stärkere Neigung des Sarmats und seine hohe Niveaulage bei Prebuch (nordöstlich von Gleisdorf) und auf der Anhöhe östlich von Etzersdorf, ferner der beträchtliche Fallwinkel des Unterpannons in den Aufschlüssen bei Neudorf und am Präbensdorfer Berg (östlich von Gleisdorf) zeigen, noch vollen Anteil. Die „Kapfensteiner Schotter" des höheren Unterpannons, welche an den Hängen von Prebuch und Etzersdorf ausbeißen, lagern sich bereits diskordant, an einem Erosionsrelief, der gestörten Scholle auf, sind aber selbst noch schwach verstellt (Beilage 2, Abb. 3 b und 3 c). Die noch jüngeren pannonischen Schotter, welche bei Prebuch in 470 m bis 500 m Seehöhe auftreten, liegen bereits ganz flach, greifen aber mit ihrer Basis erosionsdiskordant über ein, in sarmatische Schichten eingekerbtes, fluviatiles Relief über. Es handelt sich demnach bei der in Rede stehenden tektonischen Zone im wesentlichen um frühintrapannonische Störungen, und zwar um eine Nordnordwest streichende Auffaltung oder Aufbiegung der Scholle, mit einem wahrscheinlich durch Brüche gebildeten Steilabfall gegen Westen hin. Sie wurde schon während und nach ihrer Entstehung stärker denudiert und vom höheren Unterpannon (Mittelpannon?) wieder mit Sedimenten überschüttet und eingedeckt.

Die Aufbiegungszone gibt sich auch noch im Raum südöstlich von Gleisdorf zu erkennen, wo zwar Sarmat nicht mehr zutage tritt, wohl aber die tiefsten Schichten des Unterpannons in die Höhe kommen (Congerientegel westlich Pöllau bei Hartmannsdorf, V. Hilber 1893). Auch in der Wasserbohrung in Hartmannsdorf ist Sarmat schon in geringerer Tiefe angetroffen worden (Winkler v. Hermaden 1949).

Die weitere, südliche Verlängerung der Störungszone führt, jenseits (südlich) des Raabtales, zu dem Bruch von Gnas, an welchem ostwärts die „nördliche Grabenlandflexur" um mehrere Kilometer gegen Norden vorgebuchtet wird. Wenn dieser Zusammenhang mit der Raabaufwölbung zu Recht besteht, ergibt sich die Existenz einer, den Hauptteil des oststeirischen Beckens durchziehenden Nordnordweststörung, welche vom Nordrande des

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Beckens bei Weiz bis über die Wasserscheide zwischen Mur und Raab südwärts reichen würde. Im Zwischenstück zwischen der „Grabenlandaufwölbung" und der „Raabaufwölbung" wäre die Dislokation durch jüngere, bereits übergreifende Pannonsedimente verdeckt.

6. Vulkantektonische Senkungen am basaltischen Hochstradener und am Klöcher Massiv (Beilage 2, Abb. 4a).

Aus dem Hinaufreichen der, im übrigen schon beträchtlich denudierten pannonischen Sedimente in großen Teilen der Oststeiermark zu Höhen von 400 m bis 550 m; ferner aus dem Vorhandensein zahlreicher epigenetischer Flußtäler, deren Quellgebiet im Schichthügelland gelegen ist, welche aber die heute noch bis über 400 m Seehöhe hinaufreichenden mittelpliozänen Vulkanbauten — ohne Rücksicht auf deren inneren Bau — durchqueren, weiters aus der denudativen Entfernung einer mächtigen mittelpliozänen (dazischen) Schotterdecke, deren Reste in den Vulkanschloten als Einschlüsse und eingebrochene Schollen noch erhalten sind, schließlich aus dem Fehlen von einst vorhandenen, den Tufferuptionen zugehörigen vulkanischen Aufschüttungen über den Kammfluren des Hügellandes, kann mit Sicherheit geschlossen werden, daß die dazische Landoberfläche aus dem Beginn der Eruptionszeit noch wesentlich über den Höhenfluren des heutigen Reliefs, wahrscheinlich in etwa 440—500 m Seehöhe, gelegen war.

Eine Ausnahme läßt sich nur an den basaltischen Hochstradener und Klöcher Massiven feststellen, beides die einzigen größeren Vulkanbauten der mittelpliozänen Eruptionsphase der Oststeiermark. In diesen letzteren Bereichen ist die Basis der Basalte (bzw. der zugehörigen oberflächlichen Tuffaufschüttungen auf der alten Landfläche) in Seehöhen von nur 350—450 m Seehöhe feststellbar. Trotzdem ist die unmittelbar nachvulkanische (etwa spätdazische) Oberfläche auch hier in beträchtlicher Höhe anzunehmen. Denn die Vulkanbauten tragen, bis zu ihren Gipfeln (bis über 600 m Seehöhe) hinauf, hochgelegene Schotterreste einer jüngeren Verschüttung und bis wenig darunter, bis 580 m Seehöhe, flächenhaft ausgedehnte Decken von fluviatilen, sandigen Aulehmen. Es ergibt sich daraus, daß in (mittel-) dazischer Zeit, während und wohl auch noch unmittelbar nach den großen Vulkanausbrüchen am Stradener Kogel und im Klöcher Massiv, in diesen oststeirischen Zentren magmatischer Tätigkeit, Senkungen über dem sich entleerenden Magmaherd im Ausmaß von über

100 m stattgefunden haben müssen. Hiedurch wurde die Basis der basaltischen Eruptivmassen und Tuffe in ein tieferes Niveau versenkt und auch noch die gegenwärtig höchsten Teile derselben (Basaltdecke des Stradener Kogels, Stratovulkan des Kindbergs und Caldera des Seindls im Klöcher Massiv) verschüttet. Diese magmatischen Nachsenkungen in den Bereichen größter Lavaförderung in mitteldazischer Zeit sind von den nachfolgenden, spätdazischen-levantischen bruchförmigen Hebungen, welche im folgenden besprochen werden, durchaus getrennt zu halten.

7. Das junge Bruchsystem im oststeirischen Vulkangebiet und in den anschließenden Teilen des Grabenlandes.

Schon 1913 (a, b) und 1927 hatte ich eine Anzahl von Brüchen aus dem oststeirischen Vulkangebiet namhaft gemacht, welche überwiegend Richtungen von WNW nach OSO bzw. von NW nach SO erkennen lassen. An dem langgestreckten, N—S verlaufenden basaltischen Rücken des Stradener Kogels konnten fünf solcher Brüche mit Sicherheit festgestellt werden: Der nördlichste (ausnahmsweise mit einer WSW—ONO-Richtung) ist der Kölldorfer Bruch; es folgt gegen Süden der Hochstradener Bruch, dann der Fruttener Bruch, der Rosenberg Bruch und schließlich der Laasener Bruch. An den nördlichsten dieser Brüche, dem Kölldorfer Bruch, erscheint die an sich stärker gehobene Scholle des Stradener Kogels, welche deutlich gegen Norden absinkt, gegenüber dem nördlichen Bereich (= sedimentäre Verhüllung an der Ostflanke des altmiozänen Gleichenberger Vulkankörpers) um 50 m relativ abgesenkt (Beilage 2, Abb. 4 a).

Der Hochstradener Bruch, welcher die Hochfläche dieser Basaltdecke quert, weist ebenfalls eine Absenkung des nordöstlichen Flügels auf und begrenzt damit die eigentliche „Horstscholle“ gegen Südwesten. Die drei weiteren, gegen Süden folgenden Brüche bedingen eine treppenförmige Senkung der Scholle nach Süden (Südwesten) hin. Der südlichste Bruch (Laasener Bruch), an dem im Gleichenberger Sulzbachtal die bekannte Sauerquelle des Johannisbrunns (Gleichenberger Tafelwasser!) entspringt, wurde schon seinerzeit westwärts bis ans Gnasbachtal heran verfolgt, wo eine Einklemmung obersarmatischer Schichten inmitten des mittelsarmatischen Terrains auftritt (Augenweidkogel). In den letzten Jahren wurde die Störung weiter westwärts, bis zum Saßbachtal, festgestellt. Auf der Höhe südlich des Dirnegg (425 m), bei Bierbaum (NNO von St. Peter am Ottersbach), wurde, bei gemeinsamen Begehungen mit meinem damaligen Assistenten,

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Dr. W. Müller, ebenfalls eine Scholle obersarmatischer Schichten, jedenfalls an der Störung eingebrochen, konstatiert und noch weiter westlich, nördlich Wiersdorf im Saßbachtale, Verwerfungen in den dort aufgeschlossenen, vom Bruch gequerten Sanden ermittelt. Der „Laasener Bruch" erscheint damit auf eine Länge von 16 km festgelegt.

Für das Alter des Bruchsystems ergibt das Verhältnis der Dislokationen zu den Basalten des Stradener Kogels und zu den, diese dort überziehenden jungpliozänen und quartären Terrassen Anhaltspunkte. Sämtliche genannten Brüche erweisen sich jünger als die ins mittlere Daz (Winkler v. Hermaden 1951 a) zu stellenden Basalteruptionen. Sie hängen innig mit der spätdazischen Senkung und besonders mit der nachdazischen Aufwölbung am Stradener Kogel zusammen.

Der Hochstradener Bruch, welcher die Basaltdecke bereits verwirft, wird von der ins höhere Pliozän (Ende des Daz) eingeordneten, 550—580 m hoch gelegenen Denudationsfläche (mit Aulehmbedeckung) glatt überschnitten.

Seine zeitliche Einordnung ist daher durch das Ende der Basalteruptionen und durch die Entstehung vorerwähnter fluviatiler Denudationsfläche, demnach zwischen Mittel- und Oberdaz, gegeben.

Die nächst südlich gelegene Bruchstaffel, der Fruttener Bruch, welcher als Fortsetzung des Gnaser Bruchs angesehen wird und damit nur das südliche Endglied der großen meridionalen Störungslinie des oststeirischen Beckens bilden dürfte, muß aus morphologischen Gründen mit der ersten Phase tektonischer Zerstückelung der vorerwähnten Abtragsfläche am Basaltplateau in Verbindung gebracht werden. Er ist daher postdazisch, wird aber von einer jüngeren, etwa 470 m hoch gelegenen, mit Schotter und Lehmen bedeckten Terrassenflur übergriffen. Diese letztere läßt sich zeitlich etwa in das „mittlere Levantin"[7] einordnen. Seine Bildung rückt daher, wenigstens in dem in Rede stehenden Bereich, ins untere Levantin.

Eine weitere Bruchstaffel, der Rosenberg Bruch, ist augenscheinlich jünger als die vorgenannte Terrasse, aber — nach morphologischen Kriterien zu urteilen — älter als eine spätlevantine („präglaziale") Abtragfläche, welche die abgesenkten Basalte bei Neusetz ungestört überzieht. Sie ist daher wahrscheinlich mittellevantinischen Alters. Schließlich ist der Laasener—

[7] Levantin im engeren Sinne, als zeitliches Äquivalent des über dem Daz befindlichen Zeitabschnittes des obersten Pliozäns!

Dirnegger Bruch als gleichaltrige oder vielleicht sogar noch jüngere Störung anzuführen.

Es ergeben sich aus diesen Feststellungen zwei Schlußfolgerungen:

1. Die einzelnen jungen Teilbrüche sind im allgemeinen zu verschiedenen Zeiten wirksam gewesen. Von dem zentralen Teil der Hochscholle aus schritt die Hebung und damit auch die Bruchbildung nachweislich etappenweise gegen Süden vor und gliederte jeweils neue Schollen dem emporgewölbten Bereich an.

2. Die Wirksamkeit an den Brüchen erlischt während der Zeiten der Ausbildung flächenhaft entwickelter Abtragsniveaus. Die Bruchbildung ist keine kontinuierliche, sondern jeweils auf bestimmte Zeiträume, welche zwischen den Phasen flächenhafter Denudation gelegen waren, beschränkt gewesen.

8. Das Bruchsystem in den Windischen Büheln

(Beilage 1; Beilage 2, Abb. 4b und 4d).

In den östlichen Windischen Büheln konnten bei Untersuchungen in den Jahren 1942—1944 drei größere Brüche festgelegt werden:

Ein südlich des untersteirischen Stainztales verlaufender Bruch (im Raum südwestlich von Radkersburg). Er zeigt einen Westnordwest-Verlauf und bedingt eine Absenkung des nordöstlichen Flügels, wo im Raum von Lugatz pannonische Schichten unvermittelt am Sarmat abstoßen. Seine Sprunghöhe wurde mit Werten, welche zwischen 60 und 150 m liegen, festgelegt („Stainztal Bruch").

Ein zweiter großer Bruch bildet — bei NNW—SSO-Verlauf — die Fortsetzung der die Tortonaufwölbung von Mureck begrenzenden Störung, welche die ganzen nördlichen Windischen Büheln, bis in den Raum von St. Leonhard (Sv. Lenart), zu durchziehen scheint („Mureckerbruch"). An ihm liegt die Mineralquelle von Oberscheriafzen bei St. Leonhard. Südöstlich von Mureck, bei der ebenfalls Lugatz benannten Ortschaft, fand ich an dieser Störung die „Carinthischen Deltaschotter" des Sarmats steiler aufgerichtet und zerstückelt. Im Süden, bei St. Leonhard, grenzt sich an dieser Störung Torton unvermittelt gegen Untersarmat ab.

Der dritte Bruch, welcher eine NNO—SSW-Richtung einhält und der vorgenannten Störung (im Süden) zuschart (= Rothschützener Bruch) ist im Terrain durch aneinandergereihte

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Aufschlüsse gestörter Schichten und durch unvermitteltes Aneinandergrenzen unter- und mittelsarmatischer Ablagerungen erkennbar.

Die Brüche sind jedenfalls jugendlicher Entstehung. Das unterste Pannon wird durch sie noch verworfen. Man kann aber vermuten, daß sie im wesentlichen jüngerpliozän sind.

In den mittleren Windischen Büheln konnte schon 1913 ein Bruch zwischen Spielfeld und St. Egidy an der Südbahnlinie festgestellt werden. Es zeigte sich später, daß bei Spielfeld tortonische Schichten an einer konkaven Ausbruchsnische von mehreren Kilometern Ausdehnung gegenüber helvetischem Schlier abgesunken sind (vgl. Österreichische Geologische Spezialkarte, Blatt Marburg). In der Verlängerung dieser Dislokation ist die NNW—NW streichende „Störung von St. Egidy" anzureihen, welche vor einigen Jahren weiter südwärts verfolgt werden konnte. Bei St. Egidy, noch innerhalb des Tortons verlaufend, trennt sie weiter südlich die relativ abgesunkene Tortonscholle der mittleren Windischen Büheln vom westwärts herausgeschobenen Schlier. Die Störung ist nachtortonisch und, nach morphologischen Indizien zu schließen, noch im Oberpliozän wirksam gewesen.

Weiter südlich wurden im Stadtgebiet von Marburg a. d. Drau zwei größere Brüche festgestellt, welche die Tuffite des obersten Schliers gegen tiefere Schliermergel bzw. die letzteren gegen die wahrscheinlich aquitanen „basalen marinen Mergel und Sandsteine" abgrenzen. Sie zeigen einen Nord—Süd-Verlauf und streichen damit der Ostbegrenzung der kristallinen Poßruckscholle und ihrer aufgerichteten Miozänummantelung parallel. Ein nachmiozänes Alter dieser Brüche ist möglich.

In den westlichen Windischen Büheln wurde im Raum von Leutschach ein Bruchbündel festgestellt (Winkler-Hermaden 1938), das mit dem östlichen Sporn des Remschnigg und mit seinem Versinken bei diesem Orte im Zusammenhang zu stehen scheint (Torsionssprünge an der Flanke der niedergebogenen Scholle).

Noch weiter westlich ist vom Westrand des altmiozänen Radelzugs der „Radelbruch" zu erwähnen, welcher eine Absenkung des Altneogens am Grundgebirge der Koralpenausläufer bedingt (Winkler-Hermaden 1927b, A. Kieslinger 1928). Die Bewegungsfläche ist durch eine graphitische, mächtigere Quetschzone markiert. Morphologische Anzeichen sprechen dafür, daß die wahrscheinlich spätpannonische Landoberfläche der südlichsten Koralpe, die dort zwischen 950 und 1000 m Seehöhe gelegen ist, durch den Bruch nicht mehr verstellt wurde. Der Bruch

dürfte daher älter als Oberpannon sein, aber mit altpliozänen (tieferpannonischen) Bewegungen zusammenhängen, welche damals — nach meiner, an anderer Stelle begründeten Auffassung — die Heraushebung der Koralpe über das südweststeirische Becken bewirkt haben. Die erste Anlage dieser Störung dürfte allerdings in ältere Zeiten zurückgehen.

Einige N—S-Sprünge sind auch im benachbarten Wieser Kohlenrevier (G. Hiessleitner 1926) durch den Bergbau genauer festgelegt worden.

9. Brüche im Nordwestteil der steirischen Bucht.

Im Köflacher Revier sind durch W. Petrascheck (1924) eine Anzahl von Brüchen, zum Teil meridionaler Richtung, festgestellt worden, welche nicht nur die kohleführenden Schichten, sondern auch die darüber gelagerten, mittelmiozänen Schotter durchschneiden. Sie sind wohl nachtortonisch.

Im Raum von Graz erscheint der paläozoische Höhenrücken des Plabutsch, offensichtlich sowohl an seiner Ost- wie auch an seiner Westflanke, von N—S verlaufenden Brüchen begrenzt und außerdem von Querbrüchen durchsetzt. Letztere sind auch auf den neuen geologischen Karten des Gebiets von A. Kuntschnig und Schäfer verzeichnet worden. Annähernd in der nördlichen Fortsetzung der östlichen Randstörung des Plabutsch setzt der von F. Heritsch und E. Clar beschriebene „Leberbruch“ an, welcher — mit entgegengesetztem Bewegungssinn wie am Plabutsch — die westlich gelegene Rannachscholle gegenüber dem Schöcklmassiv absenkt. Die Bewegungen sind schon vor Entstehung der in die spätdazische Stufe eingeordneten Abtragsfluren (in etwa 700 m Seehöhe) erloschen gewesen.

An der westlichen Randstörung des Plabutsch ist festzustellen, daß pannonische Schotter und Sande eines schon etwas höheren Horizonts über die Störung übergreifen und daß diese mit noch jüngeren Niveaus den paläozoischen Bergrücken schließlich fast zur Gänze mit Schottern eingedeckt haben müssen.

Dadurch ist eine obere Altersgrenze für die letzte Bruchaktivität gegeben. Anderseits lagert das Sarmat und tiefere Pannon im Becken von Thal westlich des Plabutsch (A. Neppel 1939) dort wesentlich höher als östlich des Plabutsch, im Stadtboden von Graz selbst, wo die Oberkante des Sarmats um etwa 200—250 m tiefer anzunehmen ist als im Thaler Becken. Die Brüche sind daher zweifelsohne noch nachsarmatisch aktiv gewesen. Ich halte ein frühintrapannonisches Alter der letzten Haupt-

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

bewegungen an den Randdislokationen des Plabutsch für wahrscheinlich.

Das Bruchsystem von Wildon (Abb. 4 b). Begehungen im Raum von Wildon, die vor zwei und drei Jahren durchgeführt wurden, bestätigten die Existenz einer, von mir schon früher vermuteten Störung im Raume östlich von Wildon. Sie verläuft in der NNW—SSO-Richtung aus dem Murtalboden bei Kalsdorf, wo an derselben ein bekannter Säuerling entspringt, zu dem Steilgehänge an der Mur zwischen Mellach und Dillach, woselbst sich Leithakalke — gerade noch über dem Flußbett anstehend — gegen etwas abgesenkte, tiefsarmatische, kohleführende Tegel abgrenzen (südlich des „Jungfernsprungs"). In dem anschließenden Hügellande nördlich von Wildon trennt die Störung die Leithakalke vom obersten, vorwiegend sandigen Torton. Über letzterem folgt eine, durch Fossilführung und durch Lagerung als „Untersarmat" gekennzeichnete Schichtfolge. So ist bei Nierath (südwestlich von Allerheiligen), bei K. 481, eine fossilreiche Lage, knapp über den obersten, noch dem Torton zuzuzählenden Sanden aufgeschlossen, welche eine reichere sarmatische Fauna führt. Einige 100 m südwestlich davon — jenseits der hier durchgehenden Störung — reicht dagegen die stark sandige obere Tortonserie bis zum Höhenkamm hinauf. Bei Afram ist der Bruch direkt aufgeschlossen. Eine parallele Bruchlinie nehme ich im Raum unmittelbar südwestlich von Dillach an, welche einen (tieferen) Hauptleithakalkzug im SW gegen oberstes Torton im NO abstoßen läßt.

Die weitere südöstliche Fortsetzung der Wildoner Störung ist im Murtalboden gelegen. Sie dürfte aber dort weiter durchziehen, da östlich (ostnordöstlich) der angenommenen Verlängerung der Dislokation nur oberes Torton, in stark sandiger Ausbildung (mit nur unbedeutenden Leithakalkeinschaltungen), und auflagerndes Sarmat die Höhenrücken bei St. Georgen a. d. Stiefing aufbauen, während südwestlich der Störung — noch bei Laubegg, schon nahe der letzteren — marine (Foraminiferen-) Mergel aufgeschlossen sind.

Schließlich liegen die beiden Säuerlinge von Sulzegg und von Perbersdorf, bei denen in Ausschachtungen marine Schichten der Schlierfazies festgestellt wurden (A. Tornquist, R. Schwinner), in der genauen streichenden Verlängerung dieser Störungszone, die vermutlich auch hier noch durchzieht. Bei den Erdölversuchsbohrungen im Jahre 1944 bei Siebing im Saßbachtal wurden auch noch im Raum nordöstlich der vorerwähnten, vermuteten Störung „marine Schichten" der Schlierfazies festgestellt, was — wie übrigens allgemein anzunehmen — für eine nur mäßige

Sprunghöhe des Wildoner Bruches oder für das Auftreten von Begleitstörungen spricht. Unweit nordöstlich von Siebing stellen sich aber schon sichere sarmatische Schichten, auch an den unteren Hängen des Hügellandes, ein.

Es scheint, daß die weitere Verlängerung der in Rede stehenden Bruchstörung in den Raum von Mureck weist, und es wäre nicht ausgeschlossen, daß das westgerichtete Absinken der Leithakalke unter Torton an der Westflanke der Murecker Aufwölbung mit ihr in Zusammenhang zu bringen ist. Gegen NNW hin dürfte der „Wildoner Bruch" in den Untergrund des Stadtbodens von Graz hineinziehen und dort vielleicht mit dem östlichen Randbruch des Plabutsch bzw. mit der Leberstörung sich scharen. Wenn diese Verknüpfung Graz—Mureck zu Recht besteht, so würde es sich hier um ein Bruchsystem von über 50 km Länge handeln.

Das Alter des Wildoner Bruches ist auf geologischer Basis nur als nachsarmatisch feststellbar; aus morphologischen Indizien aber kann vermutet werden, daß die Bewegungen noch im (älteren) Pliozän fortgedauert haben. Die ältesten Quartärterrassen greifen über die Störung bereits hinweg. (Im Gebiet nordöstlich von Wildon, auf den Terrassenlandschaften östlich von Leibnitz.)

10. Junge Brüche in der nordoststeirischen Teilbucht (Beilage 1).

Die tortonisch-sarmatischen Schotter-, Sand- und Tonmergelablagerungen im Raum von Oberschützen—Tauchen (nördlich von Oberwarth) werden von einem, zuerst von W. Petrascheck beschriebenen Bruch durchschnitten. Dieser konnte im Kohlenbergbau von Tauchen — bei NNW-Verlauf — genau festgelegt werden (E. Klingner 1934). In der südöstlichen Fortsetzung dieser Störungslinie, welche den Westflügel absenkt, tritt — hart am Abbruch eines paläozoischen Grundgebirgsvorsprungs — die Heilquelle von Tatzmannsdorf zutage und wurde in der Nähe dieses Ortes — nach liebenswürdiger Mitteilung von Herrn Professor Dr. J. Stini — ein weiterer Kohlensäuerling erbohrt. Die feinkörnigen unterpannonischen Schichten, welche bei Tatzmannsdorf am Grundgebirge anstehen, lassen schließen, daß sie von diesem durch die Störung geschieden sind. Darnach wäre eine Aktivität des „Tauchener Bruchs" noch in altpannonischer Zeit anzunehmen. Gegen Nordwesten hin greift der Bruch mindestens bis Maltern ins Grundgebirge der Buckligen Welt vor, wo er eine mittelmiozäne Schotterserie gegen Kristallin verwirft.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Im Raum SSO von Oberwarth konnte ich, bei Tuscherberg, eine NNW—SSO streichende Dislokation feststellen. Die Untersuchungen der Erdölgeologen, die vor einigen Jahren durchgeführt wurden, dürften in diesem Bereich eine ganze Reihe junger Brüche oder Verbiegungen haben feststellen lassen.

11. Die Störungen Krumbach—Kirchberg am Wechsel.

Anhangsweise sei noch auf die bedeutende, schon innerhalb des Nordostsporns der Zentralalpen gelegene, NW—SO streichende „Bruchzone Kirchberg am Wechsel—Krumbach" verwiesen, welche in östlichen Teilen eine weit über 500 m mächtige, mittelmiozäne Schichtfolge tief in das Grundgebirge absenkt. Es liegt eine asymmetrische Scholle, mit einseitiger Bruchbegrenzung, welche schräggestellt wurde, vor. Ihr dürfte, analog den jungen Brüchen im inneralpinen Wiener Becken, eine längere Bildungsdauer zukommen und eine Aktivität, insbesondere im Torton und Sarmat, anzunehmen sein. Das morphologische Bild spricht — wenigstens für den Bereich der Dislokation am Plateau der Buckligen Welt — dafür, daß diese in oberpannonischer Zeit nicht mehr aktiv gewesen war, da sie an den alten Landschaften beiderseits der Störung keine Niveauunterschiede hervorruft. Diese, auf etwa 30 km verfolgbare Störung stellt ein besonders markantes tektonisches Element in der jungen Entwicklungsgeschichte der nordöstlichen Alpenausläufer dar.

Zusammenfassung der Ergebnisse und allgemeine Bemerkungen.

Die Ergebnisse dieser, im vorangehenden unter einheitlichen Gesichtspunkten dargelegten, älteren und neueren Feststellungen können folgend zusammengefaßt werden:

1. Die Bedeutung junger Faltungsphasen für die Entwicklungsgeschichte des steirischen Beckens.

a) Kontinuität oder Diskontinuität der Faltungsvorgänge. Die faltenerzeugende Orogenese im steirischen Becken während der Jungtertiärzeit ist keine kontinuierliche gewesen. Die festgestellten Diskordanzen sind reelle und nicht nur scheinbare. Größere Schichtfolgen sind in sich im wesentlichen konkordant, werden aber von jüngeren, weniger gestörten auf weite Flächenräume winkeldiskordant überlagert.

Ein drastisches Beispiel gewährt das junge Entwicklungsbild des, an das steirische Becken im Südosten angrenzenden Luttenberger Weinberglands, in dem eine Antiklinale mit Anteilnahme noch oberpannonischer Schichten vorliegt, also eine postpannonische kräftige Faltung, während aber die letzteren ein- und angelagerten dazischen Schichten keine Spuren tangentialer Beanspruchung mehr erkennen lassen. Dieser, im übrigen für größere Teile des (westlichen) Drau—Save-Faltensystems gültige Tatbestand zeigt, daß die Faltung in diesen Bereichen unvermittelt — nach ihrer letzten Kraftäußerung — zum Stillstand gekommen ist.

Dasselbe kann für das Verhältnis der intramiozänen „steirischen Phasen" in dem steirischen Becken zu den sie voneinander trennenden, zum Teil sehr mächtigen mittelmiozänen Schichtfolgen gelten. Die kräftige Faltung, welche im westlichen Teil des Beckens den helvetischen Schlier noch voll mitergriffen hatte, wird vom Torton nicht mehr mitgemacht. In der steirischen Bucht ist daher die Faltung, die ihren Südteil betroffen hatte, schon vortortonisch abgeschlossen gewesen. Das Becken hat sich dann in eine, im wesentlichen in jüngeren Zeiten nicht mehr gefaltete Scholle verwandelt. Mit dieser Feststellung soll aber nicht in Abrede gestellt werden, daß auch noch in jugendlicheren (spätmiozänen, altpliozänen) Phasen tangentiale Impulse und schwache Auswirkungen derselben episodisch in die tektonische Entwicklung des steirischen Beckens eingegriffen haben. Die „Großfaltung Grabenland—Windische Büheln" kann als ein solcher geringer Ausklang der ausgesprochenen Faltungen des Südens angesehen werden, welche an der Sarmat-Pannonwende (im obersten Sarmat, im tiefen Pannon) in den untersteirischen Savefalten zur Auswirkung gelangt sind. Ebenso kann die postsarmatische Aufwölbung von Mureck und vielleicht auch die merridionale „Raabaufwölbung" als zeitliches Äquivalent und als schwache Auswirkung der „attischen" Faltungen in den östlichen Südalpenausläufern angesehen werden.

b) Zur Orogenese und Epirogenese im steirischen Becken. Die Trennung der, unter tangentialen Beanspruchungen wirksamen tektonischen Vorgänge von den vertikalen, bruchlosen und bruchförmigen Verstellungen in zeitlicher und räumlicher Hinsicht ist oft schwierig, zumal kräftige Auf- und Abbewegungen vielfach unmittelbar im Gefolge von Faltungen und tangentialen Schollenverbiegungen eingetreten sind. Beispiele: Radelwildbachschotter nach einer savischen Teilphase; Kreuzbergschotter nach einer solchen der steirischen Orogenese; vorpannoni-

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

sche Erosionsdiskordanzen in den südlichen Windischen Büheln mit auflagernden Schottern; frühintrapannonische Schotterdecken im Gefolge einer „attischen Teilphase".

Sind, wie diese Beispiele zeigen, gewisse Zeitabschnitte in der jungtertiären Entwicklungsgeschichte der steirischen Bucht durch das Auftreten kräftiger Vertikalbewegungen, im Anschluß an eine Faltungsphase, mit Grobschotterablagerungen gekennzeichnet gewesen, so muß doch die Hauptmasse der mächtigen Jungtertiärsedimente, ihrer Entstehungszeit nach, in Zeiträume ausgesprochener Absenkungen und Beckenerweiterungen, zum Teil in solche mit abgeschwächter Bewegungsintensität verwiesen werden. (Ablagerungszeit der höheren Eibiswalder Schichten, des Hauptschliers, längere Epochen des Sarmats, des Hauptteils des Pannons.) Immerhin müssen während dieser Zeiträume sehr langdauernde und stetige Senkungsvorgänge vorausgesetzt werden, um die große Mächtigkeit und die Ausdehnung der entstehenden Sedimente zu erklären.

Aber auch in den letztgenannten „epirogenetischen" Zeiten sind Anzeichen für zeitweilige Unterbrechungen der Senkungsvorgänge durch aufwärts gerichtete, positive Schollenbewegungen feststellbar, wie sie sich in dem Vorbau von fluviatilen Schuttkegeln weit in das Becken hinein zu erkennen geben (z. B. Carinthisches Delta des Sarmats, Schotterdecken des tiefen Oberpannons). Es ergibt sich daraus, daß auch die im allgemeinen als „epirogenetisch" anzusprechenden Vorgänge Differenzierungen nach Phasen vorherrschender Absenkung und nach solchen zeitweiliger, gewissermaßen rückläufiger Aufwölbung erkennen lassen.

2. Die korrelaten Sedimente der jungen Gebirgsbildungsvorgänge im steirischen Becken.

Als Korrelat tangentialer Bewegungen sehe ich an: Die Blockschotter im Hangenden der feinkörnigen, tuffitische Sandsteine führenden „Schichten von St. Lorenzen"; tiefere Teile aus der Serie der „Radelwildbachschotter", beide savischen Teilphasen zugehörig. „Urler Blockschotter" und „Arnfelser Konglomerate" für „steirische Phasen"; die obersarmatischen Schichten für ältere „attische Teilphasen" in der steirischen Bucht.

Auf sedimentäre Korrelate verstärkter Schollenbewegungen (bruchförmig oder bruchlos) habe ich bereits kurz verwiesen. Dazu rechne ich: Die Hauptmasse der Radelschotter und unteren Eibiswalder Schotter; die Kreuzbergschotter.

das carinthische Delta und einen Großteil der pannonischen Schotterdecken der steirischen Bucht.

Als zeitliche sedimentäre Äquivalente ausgesprochener Senkungsphasen sind die (höheren) Sedimente des Hauptschliers (Leutschacher Sande, Schliermergel), die Hauptmasse des Tortons, das Untersarmat, die im Sinne der steirischen Lokalgliederung als „Mittelsarmat" bezeichneten Schichten, das unterste Pannon, die Ablagerungen des Mittelpannons und zum Teil jene des Oberpannons anzusehen.

Innerhalb dieser letzteren Schichtserien lassen sich — gut feststellbar im Sarmat und Pannon — Zeitphasen heraussschälen, welche durch einen relativen Stillstand der Bewegungen gekennzeichnet waren und in welchen breitere Brandungsterrassen entstanden sind. Durch junge Wiederaufdeckung sind diese in einzelnen, besonders günstigen Fällen noch erkennbar. Solche Teilphasen tektonischer Inaktivität nehme ich z. B. in einem hohen Abschnitt des Mittelsarmats, im untersten Pannon (während der Ablagerung der „schiefrigen Ostracodenmergel") und in einem mittleren Pannonabschnitt an.

3. Die Einzelgliederung der Bewegungsphasen.

In den voranstehenden Ausführungen wurde auf die Erkennbarkeit von zwei Teilphasen der savischen Orogenese hingewiesen, welchen außerhalb des steirischen Beckens wahrscheinlich noch eine ältere — an der Basis der Sotzkaschichten der chattischen Stufe — hinzugefügt werden kann. Es wurden ferner „drei steirische Teilphasen" hervorgehoben. Die genannten konnten auch mit Hilfe von Winkeldiskordanzen im Südwestteil der steirischen Bucht festgelegt werden.

Zwei weitere orogenetische Teilphasen, welche der „attischen" und „rhodanischen" Gebirgsbildung Stilles eingeordnet werden können und im obersten Sarmat und in einem tieferen Niveau des Pannons vorausgesetzt werden, markieren sich sowohl durch das Auftreten kleiner Winkeldiskordanzen, insbesondere aber in dem schroffen Sedimentwechsel während dieser Zeiten. Besonders in den Windischen Büheln treten beide Teilphasen im Schichtbild deutlich hervor. Die jüngere kennzeichnet den schroffen Übergang von der kaspibracken Fazies des untersten Pannons zu der fluviatilen Ausbildung mittlerer pannonischer Horizonte. Diese Bewegungsvorgänge haben im steirischen Becken aber keine ausgesprochenen Faltungen, wohl aber Verbiegun-

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

gen und Verstellungen der Schichten hervorgerufen (erste Anlage der Großfalte „Grabenland—Windische Büheln").

Eine noch jüngere, nachpannonische, aber vordazische („ostkaukasische") Phase, welche in den untersteirischen Savefalten deutlich feststellbar ist, hat sich im Bereich der steirischen Bucht selbst nur in Gestalt einer Großfaltung geäußert. Dasselbe gilt auch für die nächstjüngere nachdazische-nachlevantinische „wallachische" Faltung, welche in Kroatien noch das „Levantin" zur Antiklinalen aufgestaut hat, in der steirischen Bucht aber sich nur jungen Verbiegungen zum Ausdruck bringt.

Die jüngsten Nachbewegungen können einem System vertikal gerichteter Bewegungen — Hebungen und Senkungen — zugeordnet werden, welche im allgemeinen älteren Störungstendenzen folgen und die Flußsysteme der Quartärzeit und jene der Gegenwart durch seitliche Verlagerung der Talachsen und durch Lenkung der Erosionsvorgänge beeinflussen.

4. Jungvulkanismus und Jungtektonik im steirischen Becken.

Die vulkanischen Vorgänge während des Jungtertiärs scheinen, nach den Befunden in der steirischen Bucht, nicht in die Zeiten der Faltung selbst hineinzufallen, sondern teils in solche ausgesprochen „epirogenetischer (vertikaler) Bewegungen", welche zwischen den großen Faltenzyklen eingeschaltet sind, teils in die Zwischenphasen zwischen den einzelnen Teilfaltungen. So ist der pliozäne Basaltvulkanismus an die faltenfreie Senkungszeit des mittleren Daz geknüpft und mit Bruchbildung verbunden. Die hier vertretene Altungsdeutung wurde erst kürzlich näher begründet (Winkler v. Hermaden 1951). Ebenso erscheinen tortonische Tuffe, welche bei Mureck und in der west- und nordoststeirischen Teilbucht z.T. neu aufgefunden wurden, in einem Sedimentkomplex, der auf länger dauernde Senkungsvorgänge, ohne gleichzeitige Faltungen, schließen läßt[8]. Dasselbe gilt für die allerdings wahrscheinlich nicht von Eruptionen in der steirischen Bucht selbst stammenden Tuffe, welche in den helvetischen Kohlenflözen (z. B. im Wieser Revier) festgestellt wurden. Die Schichten, in welchen sie auftreten, ent-

[8] K. Neubauer (1951) schrieb den tuffitführenden Schottern bei Rohrbach-Stögersbach in der nordoststeirischen Teilbucht sarmatisches Alter zu. Eigene und von W. Brandl durchgeführte Besichtigungen ergaben aber, daß das Untersarmat diskordant den tuffitführenden Schottern auf- und anlagert, so daß ein höheres Alter der Tuffe als Sarmat sehr wahrscheinlich ist.

sprechen einer epirogenetischen Senkungsphase. Ein guter Teil dieser hier angeführten Tuffe scheint andesitischer Natur zu sein.

Dagegen müssen die Dazittuffe und Dazitintrusionen des Draudurchbruchs, wie angegeben, in zeitlich nähere Beziehungen zu Teilphasen der savischen Orogenese gebracht werden. Die von mir und von W. Petraschek beschriebenen Tuffite aus dem „oberen Schlier" (bzw. aus der „Kreuzbergserie") der Windischen Büheln, welche auf nahegelegene Ausbruchspunkte hinweisen, werden einer Sedimentationsphase zwischen „steirischen Faltungen" zugerechnet. Auch die vulkanischen Massen der Gleichenberger Kogel in Oststeiermark (Trachyte, Trachyandesite und Liparite) können wahrscheinlich in die Gruppe der, einer Orogenese zeitlich nahestehenden Eruptiva eingereiht werden.

Zum interessanten Problem der Beziehungen von alpinen Jungvulkanismus und Tektonik, zu dem jüngst H. P. Cornelius in einer inhaltsreichen Studie einen wichtigen Beitrag geliefert hat, soll an anderer Stelle, unter Berücksichtigung regionaler Verhältnisse, Stellung genommen werden.

5. Das regionale Bild der Jungtektonik im steirischen Becken.

a) Faltungen. Die jüngeren (savischen-steirischen) Faltungen im steirischen Becken, welche eine ausgesprochene O—W-Richtung erkennen lassen, sind nur die nördlichen Vorposten der auch in den Drau—Save-Falten feststellbaren tangentialen Bewegungsphasen, welche damals auch noch den südlichen Teil der steirischen Beckenscholle in ihren Wirkungsbereich einbezogen hatten. An zentralalpinen Ausläufern am Alpensaum als breitere Gewölbe (Bacher, Poßruck, Sausal) entwickelt, treten in den dazwischen gelegenen Einmuldungen zum Teil recht stark zusammengepreßte Schichtkerne und auch sekundäre Antiklinalen auf. Der nach Osten abflauende Faltenbau versinkt weiterhin unter jüngere, transgredierende, nicht oder nur ganz schwach gefaltete, tortonische Sedimente der Windischen Büheln und des südlichen Grabenlandes ab, dürfte aber in flachen Wellungen noch im Untergrund der südlichsten Kleinen ungarischen Tiefebene weiterziehen.

b) Brüche. Ein wesentlicher Teil der Brüche in der steirischen Bucht weist einen NNW—WNW gerichteten Verlauf auf, wozu noch Störungen in der reinen Nord—Süd-Richung hinzutreten. Es läßt sich eine förmliche Zersplitterung der Scholle des steirischen Beckens, besonders in der NNW—SSO-Richtung feststellen. Letztere beginnt im Norden mit der Krumbach—Kirchberger Störung der Buckligen Welt, setzt sich in dem Tauchener—

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Tatzmannsdorfer Bruch weiter fort, scheint in der Raabaufwölbung bzw. an deren Randbrüchen wieder auf und reicht in der Störung Gnas—Frutten in das südliche Gleichenberger Basaltgebiet. Dieselbe Dislokationsrichtung kehrt an der langgestreckten Bruchlinie Saßbach—Oberlaasen, am Wildoner Bruchsystem und an den drei Störungslinien der östlichen Windischen Büheln, in durchaus weiter verfolgbaren Leitlinien, wieder.

Die ersterwähnte Dislokation (Krumbach—Kirchbach am Wechsel) tritt an ihrem SO-Ende schon in den Bereich der Kleinen pannonischen Ebene (Pullendorfer Teilbucht) ein. Im Kleinen ungarischen Alföld erscheint die NW-Richtung, insbesondere im Bakonyer Wald, als besonders markantes tektonisches System (beiderseitige Ränder der Tapolczaer Bucht, des Nagyberek usw.). Es liegen somit bei den NW—NNW-Dislokationen der steirischen Bucht großräumige Erscheinungen vor.

Die rein N—S streichenden Dislokationen sind hauptsächlich im Raum von Graz ausgeprägt. Sie scheinen mit einem Aufleben jener Bewegungen zusammenzuhängen, welche schon vortortonisch die „mittelsteirische Schwelle", welche ost- und weststeirisches Becken trennt (Plabutschzug westlich von Graz, kleine Schieferinseln westlich von Wildon, Sausalschiefer-Bergland, nordgerichteter Grundgebirgssporn bei Leutschach), geschaffen hatten. Bei diesen Störungen scheinen mehr durch lokale Verhältnisse bedingte Bewegungsformen vorzuliegen.

Nur untergeordnet kommen auch noch andere Bruchrichtungen in der steirischen Bucht zur Geltung.

6. Gesamtbild.

Die altmiozänen, gegen Norden und Westen schrittweise vorgreifenden jungtertiären Senkungen in der steirischen Bucht schufen die Bildungsräume für die Aufstapelung zum Teil sehr mächtiger Altneogensedimente, welche dann in der „steirischen Phase" des Mittelmiozäns im Südteil des Beckens zu Faltenwellen zusammengestaut wurden, unter wechselvollen Vorschiebungen und Rückverlegungen der Meeresküste.

Die Senkungsvorgänge im Torton haben den Ablagerungsraum nach Westen und Norden (speziell am Nordrand der Grazer Bucht, im weststeirischen und im nordsteirischen Beckenteil) erweitert. Marine Schichten drangen an den Saum der Koralpe heran und erreichten im Untergrund wahrscheinlich die südlichen Stadtteile von Graz. Sie haben auch schon an der östlichen (südburgenländischen) Schwelle vorgegriffen.

In sarmatischer Zeit scheint das Meer durch Hebungen aus dem westlichen und südwestlichen Teil der Bucht verdrängt worden zu sein, hat aber gegen Norden und NO sowie im O an Raum gewonnen. (Übergreifen an der südlichen Schieferinsel der südburgenländischen Schwelle.) Zur Bildungszeit des tiefen Schotterhorizonts im Sarmat (carinthisches Delta!) war dieser Senkungsvorgang durch eine rückläufige, weitreichende Hebung, welche das ganze Becken kurzfristig trockengelegt hatte, unterbrochen.

In frühpannonischer Zeit griffen die Senkungen im Norden und NO weiter vor, wurden aber frühintrapannonisch durch orogenetische Einflüsse verdrängt und hierauf abermals fluviatile Schotterdecken bis weit nach dem Osten hinaus vorgebaut. Es kommt eine Zeit des Kampfes zwischen den weiter ausgreifenden und auch in die Alpentäler des nördlichen Beckensaums tief eindringenden Senkungen (verschüttete Talrinnen) und den zeitweilig in das Becken hinaus vordringenden Schuttkegeln, welche die mittleren Zeitabschnitte des Pannons kennzeichnet. Im Oberpannon werden, mit einem anfänglichen kräftigen Vorstoß von Hebungen und Schuttkegeln, große Teile des Beckens landfest und die Grenze zwischen fluviatilen und nunmehr rein limnischen Ablagerungsbereichen weiter nach O und SO hinaus verlegt. Trotzdem greifen die Senkungen, gerade noch im Oberpannon, über die gesamte südburgenländische Schwelle über und bringen diese unter das Akkumulationsniveau; eine Erscheinung, welche darauf hinweist, daß der Rückzug des pannonischen Sees im Oberpannon nicht durch eine Spiegelsenkung, sondern nur durch dauernde Verlandung des Beckens verursacht war, wobei die aus den Randgebirgen herbeigetragenen feineren und gröberen Schuttmassen fortlaufend mehr oder minder die Senkung zu kompensieren vermochten. Der pannonische See war schon zu Beginn des Oberpannons ganz seicht und im Bereiche der steirischen Bucht zeitweilig verlandet („Taborer Schotter" im südlichen Burgenland), zeigt aber noch eine fortschreitende Transgression im Laufe des Oberpannons und eine vorgreifende Verschüttung der östlichen Beckensäume.

Die Umwandlung der limnischen, fluviatilen Akkumulationslandschaft des Oberpannons im steirischen Becken in die bereits in stärkerer Zerschneidung begriffene Landschaft der dazischen Stufe war durch das Eingreifen stärkerer Hebungsvorgänge an der Wende zu letzterer bedingt. Die Bereiche der Aufschüttung wurden damals noch weiter nach O und NO hinaus, in innere Teile der Kleinen ungarischen Ebene hinein, verschoben.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Schriftenverzeichnis.

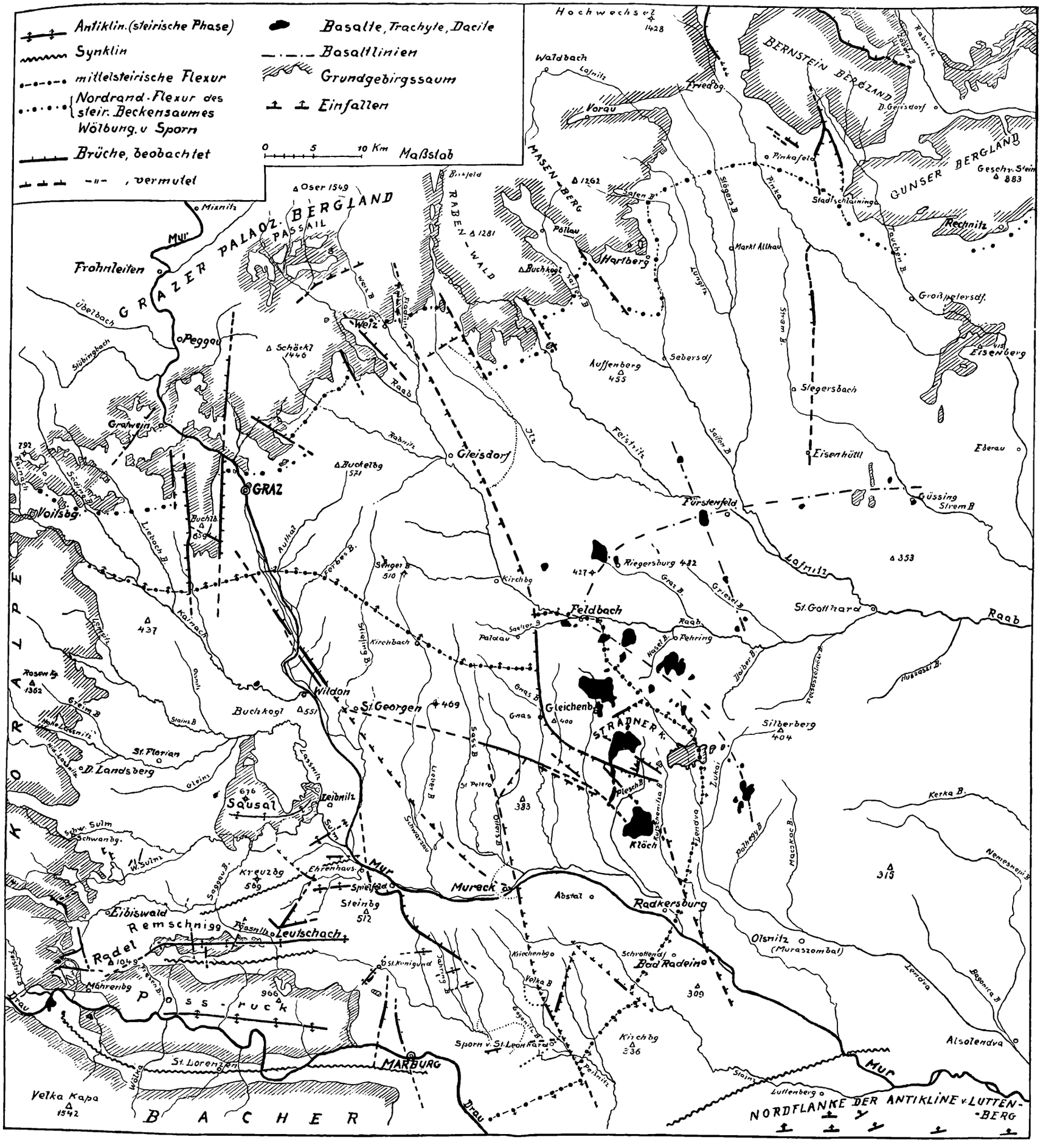
Brandl, W., Das Tertiär des Hartberger Gebirgssporns. Jahrb. d. geol. Bundesanst. Wien 81, 1931.
Clar, E., Das Tertiär im Untergrund von Graz. Verh. geol. Bundesanst. Wien 1927.
— Sarmat in der Kaiserwaldterrasse. Ebendort 1938.
Fabian, K., Das Miocänland zwischen der Mur und der Stiefing. Mitt. nat. Verein f. Stmk. 1905.
Granigg, B., Mitteilungen über die steiermärkischen Kohlenvorkommen am Ostfuße der Alpen. Ztsch. f. Berg- u. Hütt. Wien 1910.
Heritsch, F., Geologie d. Steiermark. Graz 1921. Verlag Ulr. Moser.
Hilber, V., Die rätselhaften Blöcke in Mittelsteiermark. Mitt. nat. Verein f. Stmk. 1912.
— Das Tertiärgebiet um Graz, Köflach und Gleisdorf. Jahrb. d. geol. Reichsanst. Wien 1893.
— Das Tertiärgebiet um Hartberg in Steiermark und Pinkafeld in Ungarn. Jahrb. d. geol. Reichsanst. Wien 1894.
— Das Nordufer des Miocänmeeres... Mitt. d. geol. Ges. Wien 1913.
Hörnes, R., Bau und Bild der Ebenen, In „Bau und Bild Österreichs". Wien 1903. Verlag Tempsky.
Hohl, O., Sarmatische Stufe bei Gleisdorf. Verh. d. geol. Bundesanst. Wien 1927.
Hiessleitner, G., Das Wieser Revier. Berg- u. hüttenm. Jb. 1926.
Hübl, H., Jungtertiäre Ablagerungen zwischen Graz und Weiz. Mitt. Reichsamt f. Bodenforsch. 3. 1942.
— Zur Kleintektonik des oststeirischen Jungtertiärs. Chl. f. Min. usw. 1942, B.
— Beitrag zur Kenntnis der jungtertiären Sedimente im Gebiet von Weiz-Gleisdorf und Pischelsdorf. Cbl. 1941, B.
— Ein petrographisches-chemisches Profil in der Oststeiermark. Chemie d. Erde. 1942.
Kieslinger, A., Der Bau der Koralpe. Sb. Akad. Wiss. Wien 137, 1928.
— Die vormiocäne Oberfläche des Osthanges der südl. Koralpe. Verh. d. geol. Bundesanst. Wien 1924.
— Geologie und Petrographie des Bachern. Verh. d. geol. Bundesanst. Wien 1935.
Klingner, F. E., Das Kohlenbecken von Tauchen. Berg- u. hüttenm. Jahrb. 82, 1934.
Nebert, K., Sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen im Jungtertiär südwestlich von Hartberg (Oststeiermark). Berg- und hüttenm. Monatshefte 96, 1951.
Neppel, A., Aufnahmsbericht in Verh. d. geol. Landesanst. Wien 1939.
Neubauer, K., Das Alter der Tuffe im Gebiet Friedberg—Grafendorf. Sb. Akad. Wiss. Wien, I. Abt., 158, 7./8. H. 1949.
Petrascheck, W., Kohlengeologie d. österr. Teilstaaten. Die Senkungsbecken am Ostfuß d. Alpen. VII. Berg- u. hüttem. Jb. 1924.
— Die Kohlenlager der dinarischen Gebirge. Oberschl. berg.- u. h. Ver. 1928.
— Die Kohlenlager Österreichs. Ztschr. f. Berg-, H. u. Sal.wesen 1937.
— Vulkanische Tuffe am östl. Alpenrand. Sb. Akad. Wiss. Wien 1942.
Sölch, J., Blockbildungen am Saum des steirischen Randgebirges. Vers. D. Naturforscher u. Ärzte. Wien 1913.
Stiny, J., Die Lignite von Feldbach. Bergbau u. Hütte 1918.
— Hebung und Senkung. Petermanns geogr. Mitt. 1924.

Teller, F., Erläuterungen zur geol. Karte d. öst.-ung. Monarchie. Blatt Pragerhof-Wind. Feistritz. Wien 1898.
Waagen, L., Aufnahmsbericht über Blatt Graz. Verh. geol. Bundesanst. Wien 1932.
Winkler[-Hermaden], A., Das Eruptivgebiet von Gleichenberg. Jb. geol. Reichsanst. Wien 1913.
— Untersuchungen zur Geol. u. Pal. d. steirisch. Tertiärs. Jb. geol. Reichsanst. Wien 1913 a.
— Versuch einer tektonischen Analyse des mittelsteir. Tertiärgebiets. Verh. d. geol. R. A. Wien 1913 b.
— Die jungen Eruptiva am Ostrand der Alpen. Ztsch. f. Vulkan. 1, 1914.
— Die jungtert. Sedimentation u. Tektonik am Ostrand d. Zentralalpen. Mitt. d. geol. Ges. Wien 1914.
— Beitrag zur Kenntnis d. oststeir. Pliocäns. Jahrb. d. geol. Staatsanst. Wien 1921.
— Erläut. Bl. Gleichenberg. Geol. B. A. Wien 1927.
— Das südwestl. Tertiärbecken. D. Akad. d. Wiss. Wien 1927 b.
— Der jungtertiäre Vulkanismus im steirischen Becken. Ztschr. f. Vulkanologie 1927 b.
— Über die Beziehungen zwischen Sedimentation, Tektonik und Morphologie in der jungtert. Entwicklungsgeschichte d. Ostalpen. Sb. d. Akad. d. Wiss. Wien 1923, m.-n. Kl., 13. Bd.
— Zur geol. u. geomorphol. Entwicklungsgesch. Geol. Rundschau, 17, 1926.
— Die morph. Entwicklung d. steir. Beckens. Mitt. geogr. Ges. Wien 1927.
— Das Abbild der jungen Krustenbewegungen ... Ztsch. d. geol. Gesellschaft 78, 1926 a.
— Über das Alter der Dacite im Draudurchbruch. Verh. d. geol. Bundesanst. Wien 1928.
— Mitteltertiärer Flysch ... Verh. d. zool. bot. Ges. Wien 1928 a.
— Der Bau des Radelgebirgs. Jb. geol. B. A. 1929.
— Über junge Aufschüttung und Abtragung am Ostrande der Alpen. Jb. d. geol. Bundesanst. Wien 1933.
— Erläut. zu. Bl. Marburg. Geol. B. A. Wien 1938.
— Die jungtertiäre Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Alpen. Cbl. f. Min. Abt. B, 1940.
— Geolog. Führer durch das steirische Becken. Gebr. Bornträger, Berlin 1940 a.
— Grundsätzliches zur Erforschung des Tertiärs am Alpenostabfall. Mitt. Reichsamt f. Bodenforsch. Wien 3, 1942.
— Geologie u. Bodenwirtschaft im Grabenland u. unteren Murgebiet. Mitt. d. geogr. Ges. Wien 1943.
— Neue Beobachtungen im Tertiärbereich des mittelsteir. Beckens. Ber. d. Reichsamts f. Bodenforschung 1944.
— Erhebungen über artesische Brunnen im steirischen Becken. Geologie u. Bauwesen. Wien 17, 1949.
— Die jungtert. Ablagerungen usw. „Geologie d. Ostmark". Wien 1939 (1941).
— Über neue Ergebnisse aus d. steir. Becken. Anz. Akad. d. Wiss. Wien 1951 a.
— Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen. In „Geologie von Österreich". Wien, Verlag F. Deuticke, 1951.
Žurga, F., Bacher. Geogr. vestnik, Ljubljana 1926.

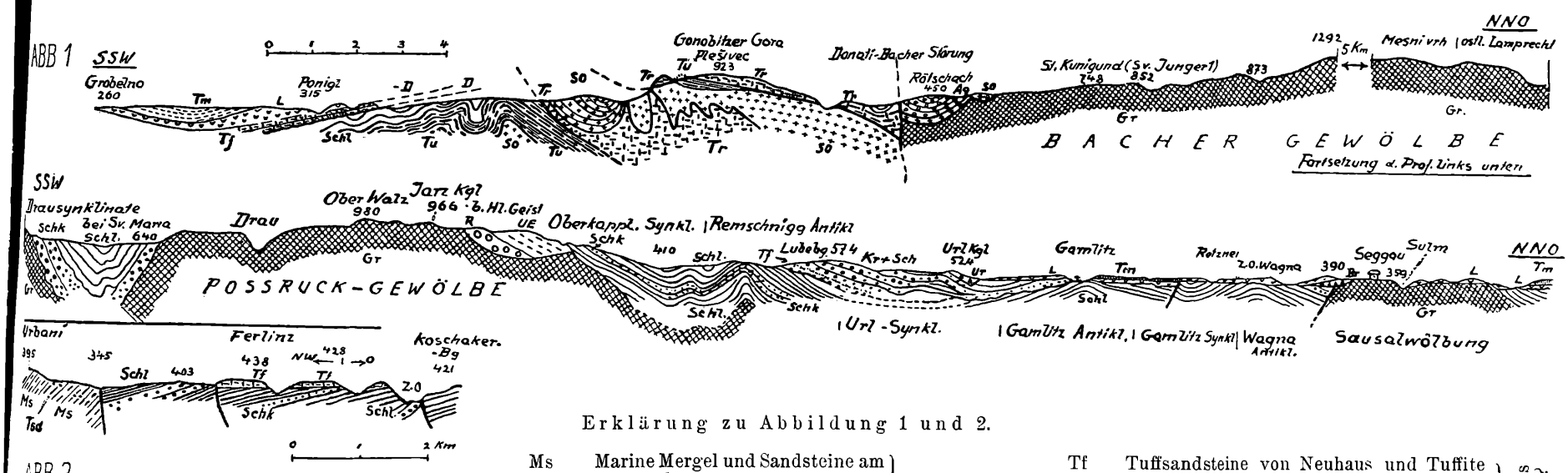
©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

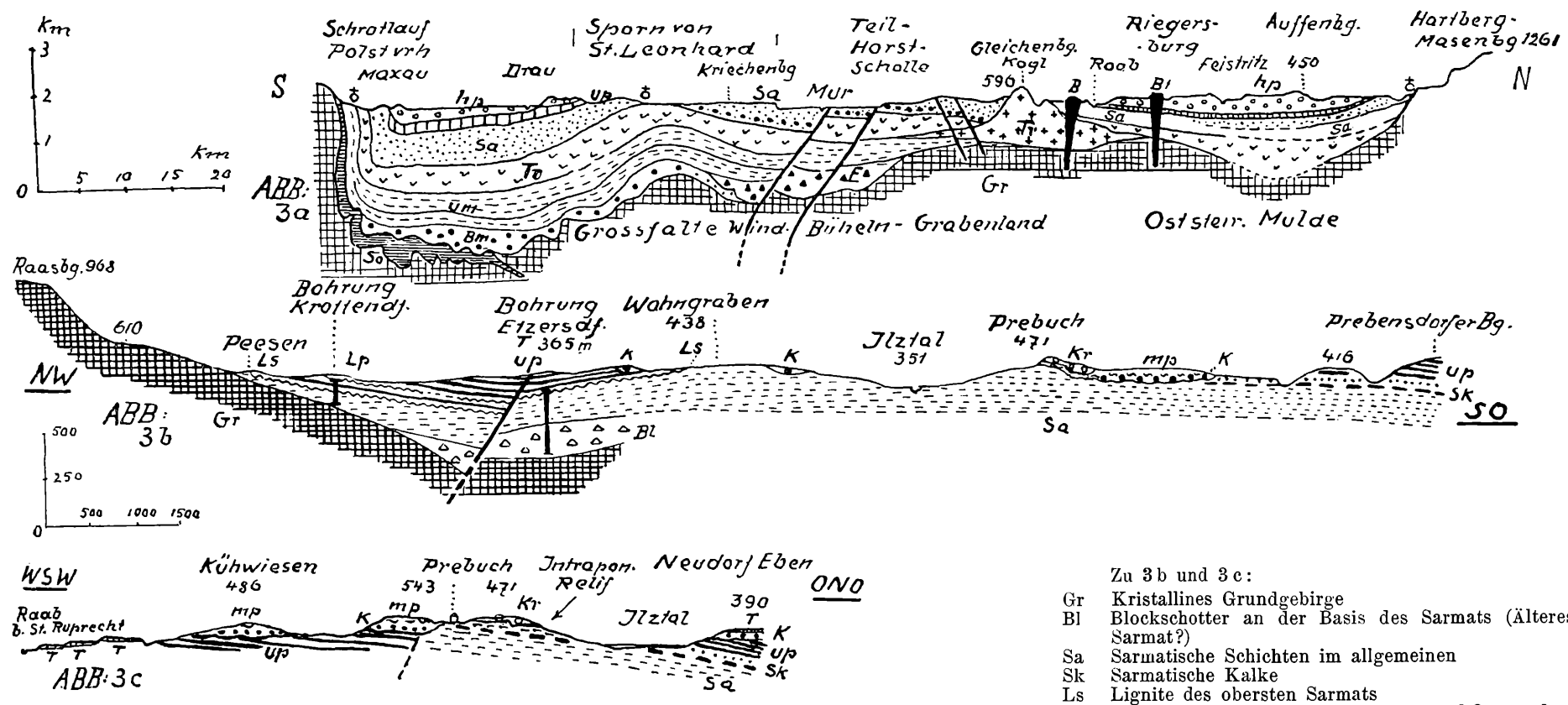


©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at



Erklärung zu Abbildung 1 und 2.

Gr	Grundgebirge im allgem. (vorwiegend Kristallin)	Ms	Marine Mergel und Sandsteine am Possruck	verm. Aquitan	Tf Tuffsandsteine von Neuhaus und Tuffite der Wind. Büheln — Oberstes Helvet?
Tr	Trias der Gonobitzer Gora	Tsd	Tuffsandstein darin		Kr Kreuzbergschotter und Blockschotter — Oberstes Helvet?
So	Sotzkaschichten der chattischen Stufe	R	Radelwildbachschotter	verm. Burdigal	Scho Oberer Schlier — Oberstes Helvet?
Aq	Konglomeratische Schichten am S-Fuß des Bachern — verm. Aquitan	UE	Untere Eibiswalder Schichten	verm. Burdigal	Ur Url-Blockschotterzug — Oberstes Helvet?
		Tu	Tuffe des Altmiocäns		Br Basalbreccien d. Tortons am Sausalschiefer — Torton
		Schl	Schlier des älteren Helvets		L Leithakalke, Konglomerate und Sande — Torton
		Schk	Schotterzüge darin		Tm Marine Mergel, Tüfferer Mergel — Torton



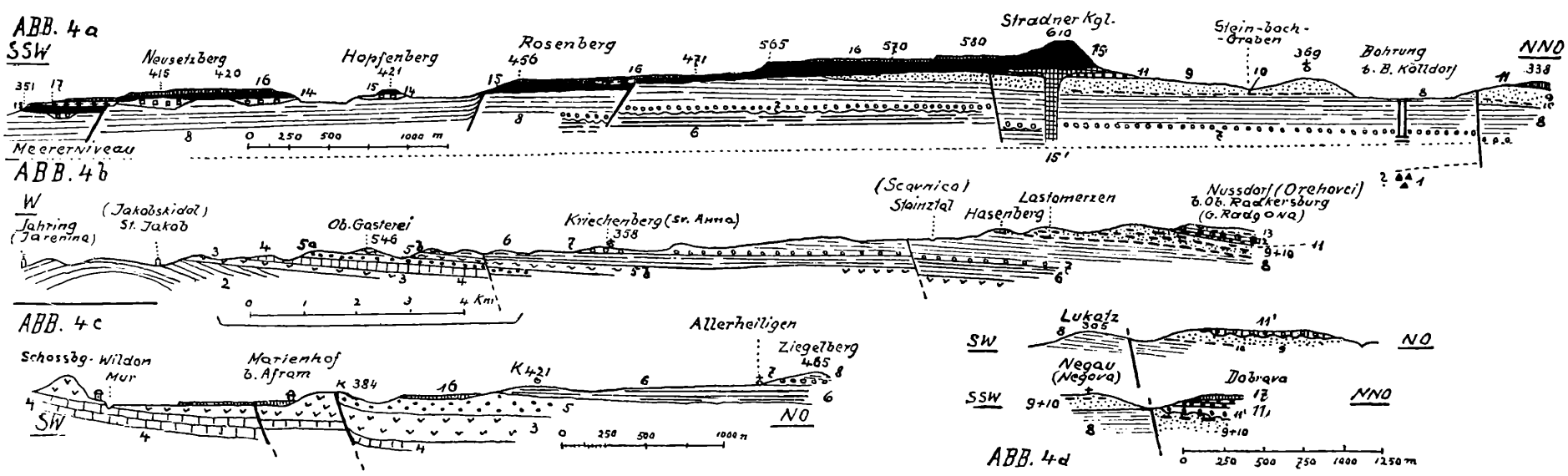
Erklärung zu Abbildung

Zu 3a:

Gr	Vortertiäres Grundgebirge (Kristallin. Paläozoikum, Trias)
So	Sotzkaschichten der chattischen Stufe
Bm	Basale marine Mergel und Sandsteine. Aquitan (?)
E	Eibiswalder Süßwasserschichten
Um	Ältermiocäne (burdig.-helvetische) Schlierschichten
Tr	Trachyte und Andesite von Gleichenberg
To	Tortonische Schichten
Sa	Sarmatische Schichten (Punkte: carinthisches Delta)
up	Untere Schichten des Pannons
hp	Höhere Schichten des Pannons

Zu 3b und 3c:

Gr	Kristallines Grundgebirge
Bl	Blockschotter an der Basis des Sarmats (Älteres Sarmat?)
Sa	Sarmatische Schichten im allgemeinen
Sk	Sarmatische Kalke
Ls	Lignite des obersten Sarmats
up	Unterstes Pannon (Melanopsissande und Ostracodenmergel)
Lp	Lignite des unteren Pannons
K	Kapfensteiner Schotterhorizont
Kr	Höheres Schotterniveau (Karnerberger Schotter?)
mp	Schichten über dem Kapfensteiner Horizont (verm. höheres Unterpannon)
T	Terrassen des älteren und mittleren Quartärs



Erklärung zu Abbildung 4.

1	Gleichenberger Trachyte des Untergrunds
2	(Höherer) oberhelvetischer (tieftortonischer?) Schlier
3	Leithakalke, Leithakonglomerate und basale Sande des Tortons
4	Marine Mergel des tieferen Tortons
5	Sande, sandige Mergel und Leithakalke des obersten Tortons bei Wildon
5a	Spielfelder Sande des mittleren Tortons
5b	Lichendorfer sandige Mergel (mit Leithakalkbänken) d. höheren Tortons (einschl. Sanden d. obersten Tortons)
6	Unteres Sarmat (der steirischen Lokalgliederung)
7	Carinthisches Delta
8	Mittleres Sarmat (der steirischen Lokalgliederung)
9	Oberes Sarmat
10	Kalkbänke im oberen Sarmat
11	Unterstes Pannon (Sch. mit Melanopsis impressa, Ostracodenmergel und Hangendsande)
11'	Schotterhorizont an der Basis
12	Kapfensteiner Schotterniveau
13	Mittlere (höherunterpann). Horizonte des Pannons
14	Vorbasaltische Schotter des Daz
15	Basalte des Daz
15'	Tuffe des Daz
16	Dazische-levantinische Terrassenlehme, dazugehörige Schotter der Rosenbergterrasse
17	Altquartäre Terrassenschotter und Lehmdecken